

STAT

Page Denied



STAT

Т Р У Д Ы ~~Научно-исследовательского~~
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ТОМ 95

TRUDY NAUCHNO-ISSLEDOVATEL'SKOGO INSTITUTA
"GEOLOGII ARKTIKI. TOM 95. VYPUSK 1. 1957



STAT

W
C

SBORNIK STATEI
СБОРНИК СТАТЕЙ
ПО ГЕОЛОГИИ АНТАРКТИКИ
PO GEOLOGIi ANTARKTIKI
VYPUSK
ВЫПУСК 1



STAT

ЛЕНИНГРАД
1957

0-47

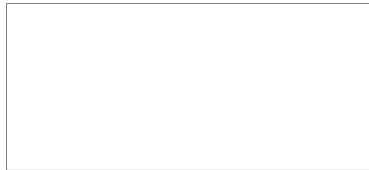
SBORNIK STATEI PO GEOLOGII ANTARKTIKI
(COLLECTION OF ARTICLES ON THE ANTARCTIC)
BYNUSK 1 (Edition 1) Vol. 95

B. V. TKACHENKO, EDITOR

НАУЧНО
TRUDY NAUCHNO-ISSLEDOVATEL'SKOGO INSTITUTA
GEOLOGII ARKTIKI MINISTERSTVA GEOLOGII
I OKHRANY NEDR SSSR

(TRANSACTIONS OF THE SCIENTIFIC RESEARCH
INSTITUTE OF ARCTIC GEOLOGY AT THE MINISTRY
OF GEOLOGY AND CONSERVATION OF THE USSR
RAW MATERIALS)

LENINGRAD, 1957



STAT

U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE
WASHINGTON, D. C.

1959

Enclosure (1) to NA Moscow I.R. 24-59

ЛЕНИНГРАД
1957

ОКРО

И

КТИКИ

G-47

TABLES OF CONTENTS

AUTHOR: B. V. TKACHENKO, Editor

TITLE: SBORNIK STATEI PO GEOLOGII ANTARKTIKI
(COLLECTION OF ARTICLES ON THE ANTARCTIC)
BYNUSK 1 (Edition 1) Vol. 95

LANGUAGE: RUSSIAN

SOURCE: TRUDY NAUCHNO-ISSLEDOVATEL'SKOGO INSTITUTA GEOLOGII
ARCTIKI MINISTERSTVA GEOLOGII I OKHRANY NEDR SSSR
(TRANSACTIONS OF THE SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTES OF
ARCTIC GEOLOGY AT THE MINISTRY OF GEOLOGY AND CONSERVATION
OF THE USSR RAW MATERIALS) Leningrad, 1957



STAT

TECHNICAL SERVICES BRANCH
DIVISION OF OCEANOGRAPHY

U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE
WASHINGTON, D. C.

1959

Enclosure (1) to MA Moscow I.R. 24-59

ЛЕНИНГРАД
1957

ИКО

ИКО

ТАБЛИЦА СОДЕРЖАНИЯ

TABLES OF CONTENTS		1.
		<u>PAGE</u>
A. I. SHALIMOV -	The history of geological research in the Antarctic	5
	First phase of studying the Antarctic from the middle of the 18 th C to end of 19 th C.	9
	Second phase of studying the Antarctic from the end of 19 th C to the beginning of World War II.	15
	Third phase of studying the Antarctic from the end of World War II to the present time.	39
	The investigations planned in the Antarctic in connection with the Int. Geophysical Year.	51
	Certain conclusions on the structure of the Antarctic Continent.	57
BIBLIOGRAPHY		
M. I. RABKIN -	Crystalline layers, gneiss and charnockite granitoids in the Mirnyy area.	80
	Crystalline layers	81
	Plagioclase gneiss	87
	Charnockite granitoids	89
	Chemistry of the charnockite granitoids	96
	Pegmatites and pegmatitic rocks	98
	Biotite granit	99
	Formation of charnockite layers in the Antarctic	100

Enclosure (1) to MA Moscow I.R. 24-59

В. И. ШВИДОН
СРЕДНЕ-ОЛД ОТОТОТОТ
ВУМНО-ОЕ КОММЕНТА
6V08

C-47

2.

BIBLIOGRAPHY

BIBLIOGRAPHY

PAGE

102

M. G. RAVICH -

Sedimentary rocks in the Banger Oasis

104

The basic paroxenite crystalline layers and plagioclastic gneiss

105

The normal granatobiotic gneiss and related crystalline layers

110

Mylonites

115

Alaaskite granite rocks

115

Dolerites and gabbro dolerites

118

Some conclusions

121

O. S. VIALOV and L. V. KLIMOV - Composition of moraines in the Queen Mary Land and Wilhelm II Land

123

A brief characteristic of moraine formations in individual areas

123

Petrographic properties of the detritus material

128

Granitoids and pergamites

134

Some general conclusions

137

BIBLIOGRAPHY

139

Enclosure (1) to NA MOSCOW I.R. 24-59

1987

Т Р У Д Ы
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ТОМ 95

СБОРНИК СТАТЕЙ
ПО ГЕОЛОГИИ АНТАРКТИКИ

ВЫПУСК 1

Под редакцией кандидата геолого-минералогических наук Б. В. ТКАЧЕНКО

ЛЕНИНГРАД
1957

Enclosure (1) to NA Moscow I.R. 24-59

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее время, особенно в связи с Третьим Международным геофизическим годом, значительно возрос интерес к геологическим проблемам Антарктиды. Появились и новые весьма ценные материалы, полученные в ходе широко развернувшихся работ советских экспедиций в Антарктике. Вполне назрел поэтому вопрос о более полном освещении в специальной литературе результатов проводимых исследований. Идя навстречу этой потребности, Институт геологии Арктики приступает к выпуску сборников по вопросам геологии Антарктики.

Южный полярный материк Антарктида, честь открытия которого принадлежит русским мореплавателям, все еще является наименее изученной частью земного шара. Несмотря на большое количество экспедиций, работавших в этой области, наши представления о ней до сих пор весьма ограничены. Особенно это относится к данным о геологическом строении этого континента. Важным этапом изучения Антарктики являются работы, проводимые в связи с Международным геофизическим годом, с которых принимают участие видные ученые СССР и многих других стран. В связи с этим в 1955 г. была организована Комплексная антарктическая экспедиция Академии наук СССР, в программу работ которой включены и геологические исследования. Участникам экспедиции геологам О. С. Вялову и П. С. Воронову, прибывшим на место работ в начале 1956 г., несмотря на большие трудности, связанные с организацией экспедиционной базы, все же удалось осуществить несколько геологических маршрутов и собрать коллекцию, характеризующую состав горных пород, развитых в районе деятельности Советской антарктической экспедиции. Коллекции, собранные О. С. Вяловым, были доставлены в Ленинград летом 1956 г. и переданы для обработки в Институт геологии Арктики и в Институт геологии полезных ископаемых Академии наук СССР (во Львове).

Предлагаемый вниманию научной общественности первый сборник статей по геологии Антарктики содержит пять работ, из которых одна посвящена истории геологических исследований Антарктики, а в других излагаются некоторые геологические наблюдения и результаты петрографического изучения коллекций, собранных О. С. Вяловым, работавшим в 1956 г. в составе Комплексной антарктической экспедиции Академии наук СССР.

В работе А. И. Шалимова «История геологического изучения Антарктики» дается описание и критическая оценка геологических результатов многочисленных экспедиций в Антарктику. В заключительном разделе работы автор на основе краткого обобщения всех имеющихся материалов дает общую схему геологического строения Антарктики.

М. И. Рабкин и М. Г. Равич приводят в своих статьях подробное петрографическое описание метаморфических и изверженных пород, развитых в районе станции Мирный и оазисе Бангера, дают сравнение их с чарнокитовыми комплексами других областей земного шара и высказывают соображения о генезисе этих древнейших антарктических пород.

В статье О. С. Вялова и Л. В. Климова дается характеристика морен, развитых на прибрежной части Земли Вильгельма II и Земли Королевы Мэри, приводится петрографическое описание валунного материала и делаются некоторые общие выводы.

Б. В. ТКАЧЕНКО

А. И. ШАЛИМОВ

ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИЗУЧЕНИЯ АНТАРКТИКИ

ВВЕДЕНИЕ

«Страной ледяного безмолвия», «белой пустыней», «обителью пурги» называют исследователи огромный южный континент, похороненный подо льдами современного покровного оледенения. За исключением областей океанических впадин Антарктида является единственным крупным регионом нашей планеты, о геологическом строении которого пока известно еще очень мало.

Геологические исследования антарктического континента начались около 60 лет тому назад. Тем не менее, кроме Земли Грэмма, областей, прилегающих к морю Росса, и отдельных участков побережья восточной Антарктиды, остальная огромная территория пока является «terra incognita» в полном значении этого слова.

Более чем на 90% площади Антарктиды вообще не ступала нога исследователя, а изучение посещенных участков носило преимущественно маршрутный характер и заключалось в осмотре и описании более или менее изолированных обнажений и отдельных морен.

Австралийский ученый проф. Д. Моусон (D. Mawson) — один из крупнейших знатоков геологии Антарктики — считает, что к середине нашего столетия в геологическом отношении было изучено не более 0,2% территории южного континента. Исследованные участки представляли собой береговые обрывы континента, а также скалистые гребни хребтов и пунатаки, поднимающиеся над поверхностью ледяного покрова внутри страны. Совершенно недостаточно, да и то лишь в нескольких пунктах, проводилось геофизическое изучение похороненного подо льдом рельефа.

Однако накопленные геологические данные, несмотря на их отрывочный и часто случайный характер, все же позволяют сделать вывод, что геоморфология и геологическое строение Антарктиды не менее сложны, чем у других континентов, и что геологическая история этой огромной области, скованной мощным ледяным панцырем, была весьма многообразной.

Собственно геологических экспедиций в Антарктику не предпринималось. Геологические исследования велись попутно с другими исследованиями — географическими, гляциологическими, метеорологическими, биологическими и т. д. Обычно в составе комплексных экспедиций, высаживавшихся на антарктическом континенте, или на близких к нему островах, участвовал один или несколько геологов. Они выполняли свою программу исследований, организуя геологические санные маршруты к обнаженным районам, или участвуя в комплексных маршрутах. С 1928 г. для исследования Антарктики стали применяться самолеты. В последнем десятилетии геологи некоторых экспедиций принимали участие в аэровизуальных

реког лещировках и пытались использовать аэроматериалы для геоморфологического и геологического дешифрирования. В этом направлении пока сделано еще мало.

В составе целого ряда экспедиций и санных партий, направившихся вглубь страны, вообще не было геологов. Геологические коллекции, собранные такими экспедициями и партиями, по существу, представляли собой конгломерат более или менее случайно взятых и часто не привязанных образцов. Коллекции эти дали начало очень большому количеству работ, сводившихся к весьма подробному описанию отдельных групп образцов, без всяких попыток какого-либо геологического синтеза [198—203, 306, 334, 335, 336, 385—391 и т. д.].

Немалый вклад в изучение антарктической области внесли промышленные экспедиции, основной целью которых был промысел морского зверя (котиков, тюленей, китов). В составе многих промысловых экспедиций участвовали специально приглашаемые натуралисты, в том числе и геологи, которые занимались изучением природы Антарктики, ее островов и даже самого континента Антарктиды. Так, например, натуралистом тюленебойной экспедиции на судне «Антарктика» был К. Борхгревинк, который в 1895 г. первым ступил на девственную почву Антарктиды у мыса Адар и собрал там первую коллекцию образцов горных пород.

В Антарктику, с того времени, как люди заинтересовались ею, т. е. приблизительно с середины XVIII столетия, совершено несколько тысяч путешествий. Эти путешествия предпринимались капитанами судов, отдельными учеными различных специальностей, комплексными экспедициями, финансировавшимися частными лицами или правительствами, промышленниками на морского зверя, людьми, поставившими перед собой цель установления того или иного рекорда, наконец просто искателями приключений. Однако, научные результаты огромного большинства этих экспедиций были ничтожны, или вообще отсутствовали. Так, например, только за 1791 г., по данным Британского Адмиралтейства, более сотни судов посетили антарктические воды, однако в том году не зарегистрировано ни одного сколько-нибудь интересного открытия, и общий научный результат всех путешествий 1791 г. по существу равен нулю.

Американцы считают [71], что около 140 экспедиций в Антарктику дали ощутимые научные результаты. Однако, большинство этих экспедиций занимались гидрографическими и океанографическими исследованиями, изучением антарктических и субантарктических островов, и лишь несколько десятков экспедиций (около 60) имели отношение к открытию и изучению антарктического континента и его отдельных частей. Для геологического изучения континента Антарктиды имели значение всего около 40 экспедиций.

Постепенное проникновение исследователей в высокие южные широты может быть охарактеризовано табл. 1.

В истории изучения Антарктики можно наметить три этапа:

1. С середины XVIII до конца XIX века — открытие и исследование субантарктических и антарктических островов и участков побережий континента без высадки на берегах Антарктиды.

2. С конца XIX века до начала второй мировой войны исследование небольших частей континента отдельными партиями и экспедициями, организуемыми частными лицами и научными обществами.

3. С конца второй мировой войны исследование всего континента международными научными экспедициями, крупными экспедициями, организуемыми правительствами некоторых государств, военными экспедициями.

Вся история антарктических исследований отражает постепенное нарастание экономической и политической заинтересованности различных государств бескрайними пространствами южного материка. В последние десятилетия рост интереса к ледяным просторам Антарктиды нанес

Таблица 1

Крайние южные широты, достигнутые различными исследователями

Год	Исследователь	Государственная принадлежность исследователя	Широта достигнутой точки	Место нахождения точки	Транспортные средства
1773	Джеймс Кук	Англия	71°10'	море	суда „Решительность“ и „Приключение“
1820	Ф. Ф. Беллинсгаузен и М. П. Лазарев	Россия	69°48'	море	суда „Восток“ и „Мирный“
1823	Д. Уэдделл	Англия	74°15'	море	судно „Джен“
1842	Джеймс Росс	Англия	78°09'30"	море	суда „Эребус“ и „Террор“
1900	Борхгревинк	Англия	78°50'	море	судно „Южный Крест“ и санильная партия к южному магнитному полюсу
1903	Роберт Скотт	Англия	82°17'	шельфовый лед	санильная партия
1908	Эрнст Шеклтон	Англия	88°23'	континент	санильная партия
1911	Руал Амундсен	Норвегия	90°	континент	санильная партия с собачьими упряжками

свое выражение в многочисленных попытках расчленения южного континента на сектора, на которые претендуют различные капиталистические государства. Сектора современных территориальных претензий некоторых государств представлены на рис. 1. Эти территориальные претензии до сих пор не согласованы между самими капиталистическими государствами. Так, например, на часть британского сектора колонии Фолклендских островов претендуют Аргентина и Чили.

Советское правительство дважды — в 1939 и в 1950 гг. — официально высказывало свою точку зрения относительно режима Антарктики. Меморандум Советского правительства от 7 июня 1950 г., направленный правительством США, Великобритании, Франции, Норвегии, Австралии, Аргентины и Новой Зеландии, напоминает о заслугах русских мореплавателей в открытии южного материка и указывает, что Советское правительство не может признать законным любое решение относительно режима Антарктики, принятое без его участия.

Геологические исследования континента были начаты в конце XIX века и стали особенно интенсивными в связи с развертыванием поисков минерального стратегического сырья после окончания второй мировой войны. Однако геологическое изучение южного континента подготавливалось в течение многих лет географическими, океанографическими и иными исследованиями, проводившимися в Антарктике. В последние десятилетия геологическое изучение шло параллельно с накоплением новых данных по географии, гидрографии, гляциологии, геофизике исследуемых территорий. Поэтому не представляется возможным излагать историю геологического изучения Антарктиды в отрыве от других видов исследований.

Прежде чем перейти к изложению основных вех геологического изучения южного континента, необходимо хотя бы вкратце остановиться на предшествующих географических исследованиях антарктической области.

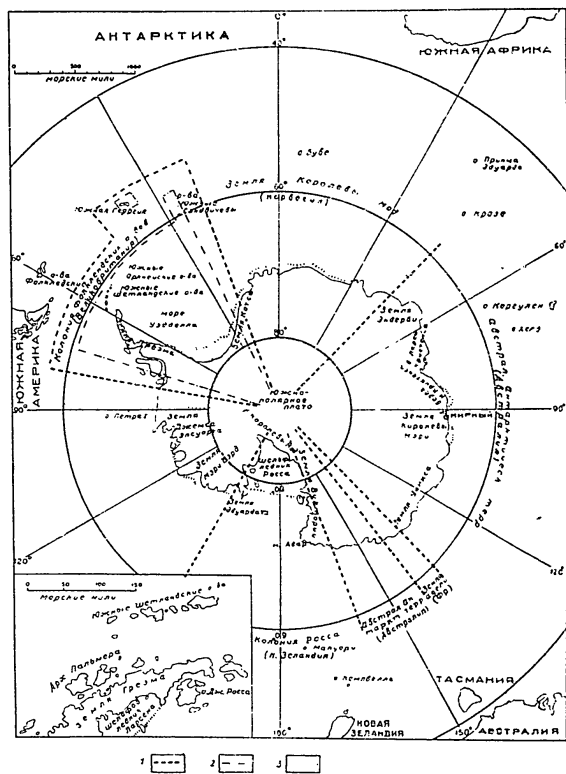


Рис. 1 Современные территориальные претензии некоторых государств в Антарктике

1 — границы секторов территориальных претензий Австралии, Великобритании, Новой Зеландии, Норвегии и Франции; 2 — границы сектора территориальных претензий Аргентины; 3 — границы сектора территориальных претензий Чили

ПЕРВЫЙ ЭТАП ИЗУЧЕНИЯ АНТАРКТИКИ С СЕРЕДИНЫ XVIII ДО КОНЦА XIX ВЕКА

Важнейшими вехами первого этапа изучения Антарктики являются путешествия в высокие южные широты, совершенные во второй половине XVIII и в XIX веке.

В 1756 г. испанская экспедиция на корабле «Леон» открыла о. Южная Георгия. В 1771—1772 гг. французские экспедиции, возглавлявшиеся капитанами де-Кэргулен-Тремаре и Марион-Дюффе, открыли архипелаг Кэргулен, о-ва Принца Эдуарда и о. Крозе. Острова Кэргулен и о. Крозе были объявлены французской территорией.

В 1772—1775 гг. британская экспедиция на кораблях «Решительность» и «Приключение» под начальством капитана Джеймса Кука и капитана Тобинаса Фурье (известная под названием Второй экспедиции Кука) совершила первое плавание вокруг света в высоких южных широтах. Первые были пересечены антарктический полярный круг и достигнут $71^{\circ}10'$ ю. ш. в районе моря Амундсена. Экспедиция прошла 125° по долготе южнее параллели 60° ю. ш. и 24° по долготе внутри южного полярного круга. Были открыты Южные Сандвичевы острова и ряд островов, расположенных в более низких широтах. В результате своего путешествия Д. Кук официально отверг идею о существовании большого южного континента.

Несмотря на то, что после экспедиции Д. Кука поиски шестой части света приостановились более чем на 40 лет, это плавание внесло значительный вклад в географическую науку. Спутник Д. Кука — немецкий натуралист И. Р. Форстер — собрал ценные сведения об островах Океании и Южной Атлантики. Экспедиция Д. Кука посвящено около 60 работ [71], главным образом на английском языке.

В 1810 г. британской тюленебойной экспедицией был открыт о. Макуори. В 1819 г. британская коммерческая экспедиция под начальством Виллиама Смита (судно «Виллиамс») открыла Южные Шетландские острова и объявила их английской территорией.

Открытие самого континента Антарктиды связано с именами русских мореплавателей — адмиралов Ф. Ф. Беллинсгаузена и М. П. Лазарева. Первая русская антарктическая экспедиция под начальством Ф. Ф. Беллинсгаузена на судах «Восток» и «Мирный» покинула Кронштадт 4 июля 1819 г. Пройдя Атлантический океан, экспедиция достигла о. Южная Георгия и обследовала его юго-западное побережье, которое Д. Кук не закартировал. К востоку от о. Южной Георгии были открыты о-ва маркиза де Траверсе. От о. Южной Георгии Ф. Ф. Беллинсгаузен начал плавание на восток, держась так далеко к югу, как это было возможно. Ему удалось пройти 242° по долготе южнее 60° ю. ш. и 41° по долготе внутри антарктического полярного круга, т. е. почти в два раза перекрестить соответствующее расстояние, пройденные экспедицией Д. Кука. Во многих местах он прошел южнее Д. Кука, поднявшись до $69^{\circ}48'$ ю. ш.

Экспедиция обошла вокруг всего южного континента, шесть раз пересекла полярный круг и приближаясь к зоне сплошного морского льда, опасавшегося Антарктиду.

Трижды экспедиция подходила к берегам восточной Антарктиды в районе Земли Королевы Мод. Первый раз она подошла к континенту 16 (28) января 1820 г. Видимость была хорошая, и с судов отчетливо наблюдались ледяные берега Антарктиды. Однако скалы из-под льда нигде не было видно, и Ф. Ф. Беллинсгаузен, с исключительной добросовестностью настоящего исследователя, записывает в судовом журнале и в дневнике только о нагромождениях льдов континентального происхождения. Из дальнейших заметок Ф. Ф. Беллинсгаузена и его спутников яствует, что никто из них не сомневался в близости скованной льдом земли.

День 16 (28) января 1820 г. можно считать днем открытия восточной Антарктиды.

В 1821 г. экспедицией Ф. Ф. Беллинсгаузена был открыт о. Петра I и Земля Александра I — крупнейший остров западной Антарктиды, отделенный от континента лишь небольшим проливом. Высадки на этих островах осуществить не удалось.

Заканчивая плавание вокруг южного континента Ф. Ф. Беллинсгаузен посетил Южные Шетландские острова, об открытии которых он уже слышал от русского консула в Порт-Джексона (Австралия), где «Восток» и «Мирный» провели около двух месяцев. Ф. Ф. Беллинсгаузен составил превосходную карту Южных Шетландских островов, дав отдельным островам русские названия.

Экспедиция благополучно возвратилась в Кронштадт 24 июля 1821 г., пробыв в плавании 751 день и пройдя под парусами более 90 000 км в течение 527 дней. Экспедицией были открыты 29 островов (2 — в холодном поясе, 8 — в умеренном и 19 — в жарком) и коралловый атолл с лагуной.

Подробное описание плавания было издано Ф. Ф. Беллинсгаузен в 1831 г. В 1949 г. книга [11] была переиздана. В 1948 г. книга Ф. Ф. Беллинсгаузена была переведена на английский язык и вышла в свет под редакцией известного специалиста по Антарктике проф. Дебенгэма (F. Debenham), принимавшего участие во второй экспедиции Р. Скотта. В предисловии к книге Ф. Дебенгэм отмечает [212], что во время плавания Ф. Ф. Беллинсгаузен не один раз находился на виду покрытого льдом антарктического континента, т. е. был первым исследователем, наблюдавшим берега Антарктиды.

Экспедиции Ф. Ф. Беллинсгаузена посвящено большое количество работ. В американском списке литературы по Антарктике [71], изданном в 1951 г. в Вашингтоне, указано 28 работ, включая и несколько книг на русском языке.

В 20-х годах прошлого столетия, вслед за экспедицией Ф. Ф. Беллинсгаузена, был сделан ряд открытий в Атлантическом секторе Антарктики. 30 января 1820 г., т. е. спустя два дня после того, как Ф. Ф. Беллинсгаузен увидел берега Антарктиды, англичанин Брансфилд нанес на карту северную оконечность земли Грэмса¹. В 1820—1822 гг. были открыты и закартированы Южные Оркнейские острова. В январе 1821 г. американская промышленная экспедиция Н. Пальмера (N. B. Palmer) на корабле «Герой» наблюдала издалека северную часть западного побережья Земли Грэмса².

В 1823 г. британской тюленебойной экспедиции на двух кораблях под руководством Д. Уэдделла (J. Weddell) удалось проникнуть в пределы необычайно тяжелого по своим ледовым условиям моря Уэдделла. Д. Уэдделл на судне «Джен» достиг точки с координатами 74°15' ю. ш. и 34°17' з. д. Капитан М. Брисбэн (M. Brisbane) на втором судне экспедиции закартировал южную часть Южных Оркнейских островов. Этой экспедиции посвящено 11 работ [71] на разных языках (главным образом на английском), вышедших в период с 1825 по 1868 г.

В 1828—1831 гг. британская экспедиция Г. Форстера на судне «Шантеклер» проводила магнитные и маятниковые наблюдения на Южных Шетландских островах и картирование архипелага. Этим работам посвящены четыре статьи на английском языке [71].

¹ Земля Грингити, которая до 1930 г. ошибочно считалась островом.

² Замеченный вдали берег Н. Пальмер «скромно» назвал Землей Пальмера. На американских картах этот выступающий далеко к северу кусок антарктического континента до сих пор носит название п-ва Пальмера. Однако большинство географов не американцев называют этот полуостров Антарктиды Землей Грэмса, как его назвал английский исследователь капитан А. Биско, совершивший в 1830—1832 гг. кругосветное плавание вокруг южного континента. Справедливость требует отметить, что Н. Пальмер никогда особенно не интересовался географией и новые земли не представляли для него интереса, если там не было котиков [13].

В эти же годы американская экспедиция на трех судах под руководством Н. Пальмера и Б. Пендлтона (B. Pendleton) проводила попутно с охотой на котиков картографические и океанографические исследования в районе от Слонового острова через Южные Шетландские острова вдоль западных побережий Земли Грэмса до 103° з. д. Натуралистом этой экспедиции был доктор Джеймс Эйтс, отчеты которого [71] находятся среди пяти печатных работ, посвященных экспедиции.

В 1830—1832 гг. во время кругосветного плавания британской экспедиции под руководством капитана Джона Биско были открыты новые участки побережья Антарктиды. Экспедиция Д. Биско состояла из двух кораблей, принадлежащих английской фирме «Братья Эндерби». Экспедицией были открыты: Земля Эндерби, Земля Адели и северные острова Биско. Заканчивая плавание, капитан Д. Биско подходил к берегам Земли Грэмса и впервые применил это название к выступающему далеко на север полуострову антарктического континента. Об экспедиции Д. Биско опубликовано на английском языке девять работ [71]. Исследование земель, открытых капитаном Д. Биско, хотел в 1833/34 г. продолжить на двух кораблях (также принадлежащих фирме «Эндерби») Генри Ри (H. Rea). Однако ему пришлось возвратиться после того, как на 60° ю. ш. и 53° з. д. один из кораблей был раздавлен льдами.

В том же 1833/34 г. второй британской экспедиции фирмы «Эндерби» на корабле «Магнит» под начальством Петра Кемпа удалось открыть о. Хёрд, расположенный к юго-востоку от о-ва Каргулен, а также побережье антарктического континента в районе северного берега Кемпа (восточная часть земли Эндерби).

Фирма «Эндерби» направила в 1838/39 г. еще одну экспедицию в Антарктику на шхунах «Элиза Скотт» и «Сабрина». Возглавлял экспедицию капитан Джон Баллен (John Balleny). В феврале 1839 г. экспедиция открыла о-ва Баллени, но высадиться на них не удалось. Затем была отмечена «видимость земли» («ap appearance of Land») в том месте, которое сейчас называется берегом Сабрины. Держа курс на северо-запад, шхуна «Элиза Скотт» 13 марта 1839 г. встретила под 61° ю. ш. и 103° в. д. большой айсберг, высотой около 100 м с вмерзшими в него крупными угловатыми обломками темноцветных пород. Это были первые обломки горных пород антарктического континента, наблюдавшиеся исследователями с близкого расстояния. Факт этот и в настоящее время представляет интерес потому, что айсберг был встречен в том секторе Антарктики, где сейчас работает Комплексная экспедиция Академии наук СССР. Айсберг мог быть обломком шельфового ледника Шеклтона, вблизи западной кромки которого расположено пос. Мирный. Таким образом человек впервые наблюдал вблизи горные породы Восточной Антарктиды, причем, видимо, эти породы отнюдь не являлись гнейсами, слагающими почти все берега восточной части континента.

Чарльз Дарвин посвятил впервые встреченным на антарктическом айсберге породам небольшую заметку [145] в журнале Британского Географического общества за 1839 г. Анализируя характер айсберга, курс шхуны и другие данные, Ч. Дарвин приходит к выводу, что неизвестная земля, с которой были вынесены льдом обломки пород, должна находиться не ближе, чем в 300 км к югу от места встречи айсберга. Впоследствии выяснилось, что Ч. Дарвин не на много ошибся. Расположенная точно к югу от этого места восточная кромка шельфового ледника Шеклтона отстоит от места, где был встречен айсберг, приблизительно на 400—450 км. Принимая во внимание колоссальное количество айсбергов, ежедневно выносимых ветрами и течениями в южные зоны Атлантического, Индийского и Тихого океанов и предположив, что лишь один айсберг из тысячи, или даже из десяти тысяч, несет на себе крупные обломки антарктических горных пород, Ч. Дарвин утверждает, что значительные прост-

ранства океанического дна до 40—35° ю. ш. покрыты массой эрратических валунов, принесенных айсбергами и, следовательно, являющихся совершенно чуждыми образованиями для вмещающих их океанических илов и осадков шельфа.

Рубеж 30-х—40-х годов прошлого столетия был ознаменован тремя крупными экспедициями в Антарктику: французской экспедицией 1837—1840 гг. под руководством Дюмон-Дюрвиля, английской экспедицией 1839—1843 гг. под руководством Джемса Росса и американской экспедицией 1838—1842 гг. под начальством адмирала Ч. Уилкса. Эти экспедиции были организованы по инициативе и при поддержке крупных немецких ученых того времени К. Ф. Гаусса и А. Гумбольдта.

Одной из основных задач этих экспедиций являлось выяснение причин и характера отклонений магнитной стрелки на огромном пространстве от мыса Горн и Кейптауна до Мельбура. Эта работа была крайне необходима для обеспечения безопасности судоходства в океанах южного полушария, где магнитные склонения оказались весьма значительными и не совпадали с заранее вычисленными.

Экспедиции Дюмон-Дюрвиля удалось подойти к прибрежному морскому льду Восточной Антарктиды между 130 и 140° в. д. и открыть западную часть Земли Адели и расположенный западнее берег Клары. Однако высадку осуществить не удалось. На айсбергах близ берегов Земли Адели и в морских донных отложениях экспедиция обнаружила обломки песчаников, гранитов и гнейсов. Это были новые геологические данные, свидетельствующие о существовании южного материка. Экспедицией была выполнена также съемка части Южных Шетландских и Южных Оркнейских островов и северного побережья Земли Грэмма, включая о. Жуанвиль. Научным результатам экспедиции с 1837 по 1904 гг. посвящены 14 работ [71].

Джемс Росс в 1839—1843 гг. совершил три плавания в Антарктику на кораблях «Эребус» и «Террор». Во время первого плавания на юг от Новой Зеландии от открыл свободное ото льда море, названное впоследствии его именем, Землю Викторни и два вулкана, расположенные на острове близ берегов Земли Викторни — действующий вулкан Эребус и потухший вулкан Террор. Д. Росс был первым исследователем, наблюдавшим Великий Ледяной барьер — северный край крупнейшего в мире шельфового ледника.

Во второе плавание Д. Росс достиг 78°9'30" ю. ш., т. е. продвинулся к южному полюсу ближе, чем кто-либо из его предшественников. Им была составлена первая карта берегов Земли Викторни, моря Росса и области Великого Ледяного барьера. Вблизи северной оконечности Земли Викторни Д. Россом были открыты о-ва Посешен, на которых были собраны геологические коллекции. Кроме того, экспедиция Д. Росса посетила о-ва принца Эдуарда, о. Крозе, о-ва Кэргулен, а также наблюдала издалека о-ва Баллени и о. Жуанвиль.

Экспедиции Д. Росса удалось проникнуть и в море Уэдделла до окаймляющего материк льда в районе Земли Котса. Здесь, также как и во многих иных местах, были произведены определения глубин, показавшие очень большие цифры. Однако, последующими исследователями [120] результаты определения глубин моря Уэдделла, выполненные экспедицией Д. Росса, ставились под сомнение.

Экспедиции Д. Росса посвящено большое количество работ (несколько десятков), главным образом на английском языке [71]. Подробное описание плавания вокруг антарктического континента дано в книге самого Д. Росса, вышедшей в 1847 г. в Лондоне в двух томах [366]. Геологическое описание континента, а также антарктических и субантарктических островов, посещенных экспедицией, приводится в статье Мак-Кормика [276], включенной в виде приложения во второй том книги Д. Росса.

По существу, это — первая работа по геологии Антарктики, которая сейчас представляет лишь исторический интерес.

Геологические образцы, собранные во время плавания «Эребуса» и «Террора», были описаны лишь 50 лет спустя Г. Приором [334] в 1898 г.

Американская экспедиция 1838—1842 гг., возглавлявшаяся адмиралом Ч. Уилксом, явилась одной из крупнейших экспедиций своего времени. В состав ее входило шесть крупных судов. Важнейшие работы экспедиции были связаны с изучением северной и центральной частей Тихого океана. Экспедиция посетила также и Антарктику, где вела исследования на Южных Шетландских островах и в море Беллинсгаузена. Был посещен о. Макуори и совершено несколько подходов к антарктическому континенту, в районе Земли Уилкса¹ — от Земли Адели на востоке до берега Нюкса на западе. С работами этой крупной научной экспедиции связано более 500 изданий; большинство их касается главным образом неантарктических этапов исследований. Работам экспедиции в Антарктике посвящено около 40 статей и книг [71]. Все геологические данные сведены в работе Д. Дана [144], вышедшей в свет в двух томах в 1849 г.

В 1856 г. удалось осуществить высадку на о. Хёрд. Высадку произвел капитан американского китобойного судна «Корэнтэн» — Э. Роджерс, первым начавший охоту на китов в антарктических водах. Год спустя американская тюленебойная экспедиция под начальством Г. Роджерса организовала первую зимовку на о. Хёрд.

Значительный вклад в изучение Антарктики был сделан британской океанографической экспедицией на судне «Челленджер». Судно это было специально приспособлено для океанографических исследований. Во время своего четырехлетнего плавания (1872—1876 гг.) по всем океанам Земли, «Челленджер» посетил и антарктические воды. Были исследованы о-ва принца Эдуарда, о. Крозе, о-ва Кэргулен и о. Хёрд. К югу от о. Хёрд «Челленджер» проник до 66°40' ю. ш. и 78°22' в. д., а затем прошел вдоль крошки лакового льда южнее 60° широты до 99° в. д. На протяжении этого плавания наблюдать берега Антарктиды не удалось, однако были собраны первые сведения о рельефе дна и грунтах антарктических морей.

Работе «Челленджера» в антарктических водах посвящено более 30 изданий [71].

Петрографическое описание образцов горных пород, собранных на океанических островах, дано Г. Рейтером [346] в 1888 г. Д. Муррей [299] в 1895 г. описал ряд образцов пород, добытых при драгировании океанического дна во время плавания «Челленджера» вблизи антарктического континента. Добытые обломки были представлены гранитами, песчаниками и некоторыми иными породами, очевидно вынесенными с антарктического континента движущимся льдом. В статье, опубликованной в 1898 г., Д. Муррей [300] синтезировал различные данные, говорящие в пользу существования огромного антарктического континента, и попытался даже нарисовать картину его геологического строения на основании состава обломков, вынесенных льдом в океан.

В 1874—1876 гг., в связи с организацией наблюдений за прохождением Венеры через солнечный диск, американская, английская и немецкая экспедиции зимовали на о-вах Кэргулен. Понятно было проведено детальное изучение островов.

Петрографическое описание островов было дано в общем отчете немецкой экспедиции, изданном в Гамбурге в 1879 г. Небольшая статья, посвященная петрологии о-вов Кэргулен, была опубликована также в Мельбурне в 1899 г. Хоггом [239].

¹ Название — Земля Уилкса — дано Д. Моусоном в 1911 г.

Последняя четверть XIX века характеризовалась временным поигриванием интереса к исследованию Антарктики. Южный континент оказался трудно достижимым. Попытки добраться до его берегов и произвести высадку оканчивались неудачами. Экспедиции первых трех четвертей XIX века обнаружили существование огромного южного материка, но он прятался от исследователей за стеной пурги и туманов и за непроходимыми полями пакового льда. Внимание большинства полярных исследователей было переключено на Арктику.

В исследованиях, проводившихся во время Первого Международного полярного года (1882/83 г.), Антарктике почти не было уделено внимания. Только Германия направила в Антарктику небольшую экспедицию на кораблях «Мольтке» и «Мария», которую возглавлял К. Шредер. Эта экспедиция вела океанографические исследования в южной части Атлантического океана и изучала о. Южную Георгию, во время зимовки в Королевском заливе. После этой экспедиции в течение десяти лет научных исследований в Антарктике, по существу, не велось.

В начале 90-х годов прошлого столетия Великобритания начала охоту на китов в южном полушарии. Пионером британского китобойного промысла в Антарктике явилась экспедиция Дунди (Dundee Expedition), работавшая в Антарктике в 1892-1893 гг. Наряду с охотой на китов эта экспедиция вела и научные исследования.

Корабельные врачи В. Брюс и Ч. Дональд одновременно являлись и натуралистами экспедиции. Работы проводились вблизи Земли Грезма. Экспедицией был открыт проход между о-вами Жуанвиль и Дунди. На островах, окружающих Землю Грезма, были собраны геологические, зоологические и ботанические коллекции.

Научные результаты работ экспедиции Дунди были изложены более чем в десятке изданий (статьи В. Брюса, Ч. Дональда и некоторых других). Образцы горных пород, собранные экспедицией на о. Дунди, были описаны А. Гйки [193] в 1899 г.

В конце XIX столетия, еще до того, как первый исследователь ступил на берег Антарктиды, Э. Зюсс, исходя из общих геотектонических соображений, высказал предположение, что складчатые сооружения Анд связаны через Землю Грезма и еще неизвестные пространства антарктического континента с альпийскими складками Новой Зеландии, т. е. что существует сплошное кольцо альпийских складчатых цепей вокруг впадины Тихого океана. Это была первая геотектоническая концепция, в которой еще неисследованный континент рассматривался на фоне общей структуры коры нашей планеты. Данные, накопленные к настоящему времени, позволяют отметить, что тектоническая природа западной части южного континента была понята Э. Зюссом правильно.

В 1892—1894 гг. проводила промысел и исследования вблизи береговой Земли Грезма норвежская тюленебойная экспедиция, возглавлявшаяся капитаном К. Ларсеном. Экспедиция исследовала залив Эребуса и Террора, открыла берег Оскара и берег Фойна, а также посетила Южные Шетландские острова и западное побережье Земли Грезма.

Экспедиция К. Ларсена привезла в Европу первые остатки ископаемой фауны Антарктики, собранные на о. Сеймур (небольшой островок, расположенный к востоку от о. Джемса Росса). Собранная на о. Сеймур фауна (остатки третичных моллюсков) была описана в работах Г. Шермана и Е. Ньютона [373, 374], изданных в 1894 и 1900 гг. в Эдинбурге.

Научным результатом норвежской экспедиции К. Ларсена посвящено около 10 статей [71].

Работами этой экспедиции заканчивается первый этап изучения Антарктики. Год спустя следующей норвежской экспедиции удалось впервые высадиться на берег южного континента.

ВТОРОЙ ЭТАП ИЗУЧЕНИЯ АНТАРКТИКИ С КОНЦА XIX ВЕКА ДО НАЧАЛА ВТОРОЙ МИРОВОЙ ВОЙНЫ

Геологическое изучение самого континента Антарктиды началось только с конца XIX века, т. е. с началом второго этапа исследований, когда удалось произвести высадку на коренной берег южного материка. В 1895 г. норвежская экспедиция на корабле «Антарктика» под командованием капитана Л. Кристенсона достигла северной оконечности Земли Виктории у мыса Адар. Среди высадившихся на берег участников экспедиции находился натуралист К. Борхгревинк. На мысе Адар он собрал первую коллекцию антарктических горных пород, главным образом валунов из морей. Экспедиция посетила также ряд антарктических островов; высадки были произведены на островах Поссешен, Макуори и других.

Научные результаты этой экспедиции описаны более чем в 20 работах. Петрографическое описание образцов пород, собранных К. Борхгревинком на мысе Адар, было сделано в статье Т. Дэвида, В. Смита и Д. Шефилда [146], изданной в 1895 г. и в статье А. Гйки [193], увидевшей свет в 1899 г. Среди образцов пород были определены гранулиты и слюдястые сланцы.

Три года спустя в 1898 г. экспедиционный корабль К. Борхгревинка «Южный Крест» («Southern Cross») под британским флагом подошел к берегам Земли Виктории. У мыса Адар была организована первая научная зимовка в Антарктиде. Было исследовано побережье Земли Виктории и край Великого Барьера Росса. Удалось также осуществить первую высадку на шельфовый ледник Росса в Китовой бухте в восточной части Великого Барьера. Китовая бухта в дальнейшем явилась базой многих крупных антарктических экспедиций. Санная партия, возглавлявшаяся К. Борхгревинком, достигла южного магнитного полюса.

Экспедиции К. Борхгревинка посвящено около 40 печатных работ, важнейшими из которых являются работы по метеорологии и земному магнетизму Л. Берначчи [102] и самого К. Борхгревинка [111]. Образцы горных пород, собранные во время зимовки и санных поездок, были описаны в статьях Тейлора и Г. Прайора [335]. Эти статьи входят в состав большой, изданной в 1902 г. в Лондоне монографии, посвященной описанию коллекций, собранных во время работ экспедиции «Южного Креста».

Из описания Г. Прайора следует, что в окрестностях мыса Адар in situ были найдены только молодые лавы. Многочисленные образцы гранитов и гнейсов были собраны из валунов.

В 1897—1899 гг. в Западной Антарктике к западу от Земли Грезма работала бельгийская научная экспедиция на судне «Бельжика» («Belgica») под руководством Адриана де-Жерлаш (Adrean de Gerlach). Эта экспедиция начала научные наблюдения на Огненной Земле, продолжила их на Южных Шетландских островах, а затем в архипелаге Пальмера. Сотрудники экспедиции впервые применили название — архипелаг Пальмера для островного мира, расположенного к западу от северной части Земли Грезма. На пути в Мельбурн¹, где предполагалось пополнить команду и запасы, «Бельжика» должна была совершить краткий демарш на юг в антарктические воды.

Судно достигло 71°30' ю. ш.² и, захваченное льдами в море Беллинсгаузена, вынуждено было зимовать среди почти неподвижных ледяных полей южнее о. Петра I. Это было первое исследовательское судно, зимовавшее в настоящей Антарктике. С огромным трудом «Бельжика» освободилась из ледяного плена в середине марта 1899 г. До экспедиции на «Бельжике» почти ничего не было известно о природе антарктического континента, о его фауне и флоре. Экспедиция привезла с собой 900 зооло-

¹ Собственно антарктические исследования планировались на следующий 1898 г.
² 71°31'20" ю. ш. и 85°15'40" з. д.

гических образцов, 400 — ботанических, а также интересные геологические коллекции, собранные на островах архипелага Пальмера. Была выполнена обширная программа океанографических, метеорологических и географических наблюдений.

Климат в этой части Антарктики оказался не слишком суровым. В течение зимы температура колебалась от -30° до 0° и не падала ниже -43° . Наиболее сильные морозы были в сентябре.

В этой экспедиции принимал участие в качестве штурмана двадцатипятилетний Руал Амундсен. Обязанности ассистента — метеоролога исполнял А. Добровольский — впоследствии крупнейший польский геофизик, недавно умерший. А. Добровольский посвятил экспедиции на «Бельжике» яркий очерк, напечатанный в августовском номере варшавского журнала «Атенеум» за 1899 г. [158].

Научные результаты экспедиции описаны более, чем в 100 работах, изданных на различных языках в период с 1899 г. по 1949 г. На русском языке об этой интересной антарктической экспедиции имеется лишь несколько весьма кратких упоминаний.

После возвращения «Бельжике» в Европу в течение ряда лет издавались Труды Бельгийской Антарктической экспедиции [169], в которых наряду с другими материалами было напечатано подробное петрографическое описание образцов горных пород, собранных участниками экспедиции. Первая часть этого описания, составленная А. Пеликаном [317], была издана в 1909 г., вторая часть (автор D. Sisek) издана в 1912 г. [380a].

Описание геологического строения и современного оледенения земель, открытых бельгийской экспедицией, было сделано в работах Генриха Артовского (H. Artowski), изданных в Трудах экспедиции [76] и в Трудах 8-й сессии Международного Геологического конгресса [75], проходившей в 1901 г.

В 1898/99 г. океанографические исследования в антарктических морях проводила немецкая экспедиция на судне «Вальдивия».

В начале XX века на штурм ледяных пространств Антарктиды отправились сразу четыре экспедиции: британская — под руководством Роберта Скотта на Землю Виктории, немецкая — под начальством Эриха Дригальского на Землю Вильгельма II, шотландская — во главе с В. Брюсом в восточную часть моря Уэдделла и шведская — во главе с О. Норденшельдом на Землю Грэма. К концу работы этих экспедиций в морях Западной Антарктики появились еще одна экспедиция — французская под руководством Жана Шарко (J. Charcot).

Британская экспедиция на корабле «Дискавери», руководимая капитаном Робертом Фальконом Скоттом, известна под названием Национальной Антарктической экспедиции 1901—1904 гг. (National Antarctic Expedition 1901—1904 гг.) или Первой экспедиции Скотта. С работами этой экспедиции связаны первые интенсивные исследования и научные наблюдения на антарктическом континенте. Исследованиями были охвачены главным образом западная часть моря Росса и часть Земли Виктории, прилегающая к проливу Мак-Мурдо. На о. Росса была организована зимовочная база, с которой были проведены три дальних санных маршрута: первый — длиной около 550 км (380 миль) на юг по шельфовому леднику Росса; второй — длиной около 200 км (130 миль) к западу на плато Земли Виктории; третий протяжением свыше 400 км (300 миль) также к западу на плато.

Южной партией во главе с Р. Скоттом удалось добраться по шельфовому леднику Росса до $82^{\circ}17'$.

В 1902 г. Р. Скотт совершил первый, воздушный полет над Антарктидой на привязанном аэростате. С аэростата были сделаны первые аэрофотографии Антарктики, охватившие значительное пространство Великого Ледяного Барьера. Несколько недель спустя на этом же аэростате подни-

мался Эрнст Шелтон. Э. Шелтон, впоследствии один из крупнейших исследователей Антарктики, принимал участие в экспедиции Р. Скотта в качестве помощника капитана «Дискавери», зимовал в первом сезоне на о. Росса и участвовал в санных маршрутах.

Во время плавания «Дискавери» были открыты Земля Эдуарда VII и о. Скотта. Работами экспедиции были подтверждены данные К. Борхгревинка о том, что край шельфового ледника Росса отступает к югу. Удалось установить влияние приливо-отливных течений на разрушение шельфового льда.

Геолог экспедиции Г. Феррар (H. Ferrar) собрал первые данные о геологическом строении Земли Виктории [186]; он описал докембрийский фундамент и выделил залегающую почти горизонтально в древних породах бэконскую¹ серию песчаников, заключающую долеритовые слои. Изучением геологических образцов, собранных экспедицией, занимался Г. Прайор [336].

В снятии зимовщиков экспедиции «Дискавери» в 1902/03 г. принимало участие судно «Утро» («Morning») под командованием капитана В. Кольбека, а в 1903/04 г. суда «Утро» и «Терра Нова» («Terra Nova»).

В 1907—1908 гг. в Лондоне были изданы Труды экспедиции [302] в двух томах. Первый том содержал данные полевых геологических наблюдений и петрографические описания, второй — данные геофизических наблюдений. Несколько интересных статей второго тома по геофизическим вопросам были написаны Л. Берначчи. В одной из них [103] описаны землетрясения, зафиксированные в Антарктике в 1901—1914 гг. Первой экспедиции Р. Скотта в общей сложности посвящено более сотни статей и книг, в основном на английском языке.

Немецкая океанографическая экспедиция на судне «Гаусс», руководимая Э. Дригальским, работала у берегов Восточной Антарктиды в 1901—1903 гг. Судно удалось пробиться на юг сквозь лаковые льды по меридиану 90° в. д. Обнаруженное при этом побережье было названо Землей Вильгельма II. В 90 км от берега континента судно было сквано льдами и осталось зимовать. Во время зимовки были совершены маршруты на побережье, открыта и исследована гора Гаусс, представляющая собой остатки молодого (третичного?) базальтового вулкана и выполнено много других научных исследований. Подобно Р. Скотту, Э. Дригальский использовал для аэровизуальных наблюдений воздушный шар. Во время одного из подъемов шара с места зимовки «Гаусса» на юго-востоке было обнаружено озеро, названное впоследствии озером Дригальского.

Вторая группа экспедиции Э. Дригальского на двух судах в течение 16 месяцев занималась изучением о-вов Кэргулен.

Об экспедиции Э. Дригальского на немецком и английском языках более сотни работ, главным образом на немецком и английском языках [71]. С 1905 по 1925 гг. в Берлине издавались Труды немецкой южно-полярной экспедиции 1901—1903 гг. [156]. Геологические описания даны в статьях Е. Филиппи [320—324], палеонтологические определения — в работах В. Михельсена. Петрографическое описание образцов пород выполнено Р. Рейншем [342—345]. Интересно, что среди образцов пород, собранных в морях у горы Гаусса, Р. Рейнши обнаружил не только различные граниты и гнейсы, но также и песчанники, кварциты и кристаллические известняки [342].

Таким образом, приходится допускать существование в глубине континента, южнее горы Гаусса, каких-то менее метаморфизованных осадочных пород.

¹ Название дано потому, что серия издала обладает характерной грубой полосчатостью, обусловленной переслаиванием более светлых песчаников с темными долеритами.

После окончания первой мировой войны в Трудах экспедиции публиковались главным образом результаты геофизических исследований.

Экспедиция В. Брюса на корабле «Шетландия» («Scotia») покинула Европу в ноябре 1902 г. Задержавшись на несколько недель в Порт-Стенли (Фолклендские острова), «Шетландия» в конце января 1903 г. миновала мыс Горн. Целью В. Брюса было исследование неизученного в то время моря Уэдделла. Основу работ экспедиции составляли океанографические метеорологические и биологические исследования. Попутно велись геологические наблюдения. Экспедиция имела чисто научный характер и достижение полюса не входило в ее задачи.

После захода на Южные Оркнейские острова была сделана остановка у берегов о. Саддл (Saddle Isl), затем В. Брюс попытался войти в море Уэдделла, но был задержан тяжелым паковым льдом. Экспедиция установила, что пак в западной части моря Уэдделла непрерывно дрейфует на север.

В феврале 1903 г. «Шетландия» удалось достигнуть только $70^{\circ}25'$ ю. ш. и $17^{\circ}12'$ з. д. После возвращения на Южные Оркнейские острова В. Брюс организовал зимовку на о. Лори (Laurie Isl). «Шетландия» была отправлена на зиму в Буэнос-Айрес.

По окончании зимовки было совершено второе пересечение моря Уэддела от Южных Оркнейских островов в юго-восточном направлении. Во время этого плавания была открыта земля Котса — покрытая льдом страна с возвышающимися в глубине горными цепями. Высадиться на берег не удалось; побережье наблюдалось с расстояния около 16 км. Новоткрытая земля была прослежена более чем на 230 км к югу. Наиболее сенсационным открытием экспедиции В. Брюса было установление восточного побережья моря Уэдделла. Оно сразу добавляло около 0,5 млн. км² к уже известной площади южного континента.

Во второе плавание «Шетландия» удалось достигнуть 74° . Здесь судно было захвачено льдами, но через несколько дней ему все же удалось освободиться. Второе плавание позволило установить общий круговой характер дрейфа льдов в море Уэдделла. В. Брюс отмечает [120], что круговой дрейф и часто возникающие сжатия льдов чрезвычайно опасны для судов, проникающих в море Уэдделла. Действительно, несколько исследовательских судов впоследствии были раздавлены льдами этого моря, несмотря на то, что они были специально построены для плавания во льдах. Таким образом, В. Брюс был первым исследователем, реально оценившим чрезвычайно тяжелые ледовые условия моря Уэдделла и опасность этого моря для судов.

Метеорологическая станция, организованная В. Брюсом на о. Лори, после окончания зимовки в 1904 г. была передана аргентинскому правительству и с тех пор работает постоянно. Это первая постоянная метеостанция в Антарктике.

На пути в Англию весной 1904 г. В. Брюс занимался океанографическими исследованиями открытого им южного продолжения Средне-Атлантического хребта. «Шетландия» привезла в Европу материалы ценных научных наблюдений и богатейшие коллекции. Карты Антарктики сильно изменились после этого плавания.

Научным результатам экспедиции посвящено более 30 работ [71]. Географические наблюдения сведены в статье самого В. Брюса [120], изданной в Эдинбурге в 1910 г. Последняя работа об экспедиции В. Брюса вышла в 1952 г. Она принадлежит Р. Брауну [119], бывшему натуралисту экспедиции, и опубликована в 68 томе Шотландского Географического журнала. В статье, написанной в связи с 50-летней годовщиной плавания «Шетландия», кратко изложены научные результаты экспедиции.

Перед первой мировой войной В. Брюс пытался организовать еще одну экспедицию в море Уэдделла с высадкой на берегу Котса и последующим

пересечением континента, но ему не удалось собрать необходимых средств.

Шведская экспедиция О. Норденшельда¹ (Otto Nordenskjöld) на корабле «Антарктика» в 1902—1903 гг. занималась изучением северо-восточной части Земли Грэмма и прилегающих островов. На о. Сноу Хилл (Snow Hill Isl) была организована зимовка, во время которой исследователи совершили короткие зимние маршруты на о. Дж. Росса и к устью Рихтгофена. Судно в 1902 г. зимовало на о. Южная Георгия, а во время второго плавания в заливе «Эребуса» и «Террора». Команда вместе с капитаном К. Ларсеном зимовала на о. Поле (Paullet Isl.). В 1904 г. экспедиция была спасена аргентинской канонеркой «Уругвай» под начальством капитана Иризара.

Важнейшим геологическим результатом экспедиции О. Норденшельда явилось установление структурного и петрографического сходства Земли Грэмма и прилегающих островов с Кордильерами Южной Америки. Таким образом удалось проследить продолжение альпийской складчатой зоны Анд на антарктическом континенте.

Обработав материалы экспедиции О. Норденшельда первым указал на структурные отличия Западной и Восточной Антарктиды. Согласно данным О. Норденшельда Западная Антарктида сложена, главным образом, складчатыми образованиями мезозоя и кайнозоя, а Восточная, охватывающая две трети континента, представляет собой докембрийский кристаллический массив, частично перекрытый горизонтально залегающими осадочными породами. Позднейшие исследования внесли малосущественные коррективы в эту схему, не потерявшую своей актуальности и до наших дней. Богатейшие геологические наблюдения и коллекции послужили материалом для многочисленных монографических описаний, опубликованных в Трудах Шведской Южно-Полярной экспедиции 1901—1903 гг. [449], издававшихся в течение ряда лет (с 1905 по 1916 г.) в Стокгольме.

Обзорная геологическая работа, посвященная описанию геологического строения Земли Грэмма, была опубликована в 1906 г. в Упсале И. Андерсеном (J. Andersson) [66]. Первое петрографическое описание пород западной антарктической области было дано самим О. Норденшельдом в 1905 г. [307]. В Трудах экспедиции были также опубликованы: подробная петрографическая работа Г. Бедмана [110], описание третичных моллюсков о. Сеймур, сделанное К. Виманом [448], описание меловых цефалопод, составленное В. Килланом и П. Ребо [227], описание ископаемых брахиопод, данное С. Букманом [227], обширная монография Т. Галле [228], посвященная описанию мезозойской флоры Земли Грэмма, и еще ряд палеонтологических работ [227]. Весь третий том Трудов Шведской Южно-Полярной экспедиции 1901—1903 гг., издававшийся с 1905 по 1916 г. [227], состоит из геологических и палеонтологических статей экспедиции О. Норденшельда на Землю Грэмма в период с 1889 по 1950 г. посвящено более 100 работ [71].

Необходимо отметить, что рассмотренные четыре экспедиции (Р. Скотта, Э. Дригальского, В. Брюса и О. Норденшельда) действовали по согласованному международному плану. Это были первые совместные исследования южного континента, предпринятые учеными различных стран.

С 1903 г. у западных берегов Земли Грэмма начинает работать французская экспедиция на судне «Француз», возглавляемая Жаном Шарко. Этой экспедицией была проведена съемка западных берегов Земли Грэмма и ряда островов. Экспедиция зимовала на о. Вандель архипелага Пальмера; она открыла берег Лобе (Loubet), о. Домье (Doumer); участникам экспедиции удалось издали наблюдать Землю Александра I.

¹ Сын знаменитого шведского исследователя Арктики.

Работы были закончены в 1905 г. Научные наблюдения и собранные коллекции были описаны более чем в 30 изданиях [71]. Геологические материалы изложены в статьях Э. Журдена (E. Gourdon), опубликованных в изданиях Французской Академии наук [213—215] и в обширной монографии Э. Журдена [216], посвященной физической географии, гляциологии и петрографии земель, обследованных первой экспедицией Ж. Шарко.

Вторую экспедицию в Антарктику на корабле «Почему нет?» («Pourquoi pas?») Ж. Шарко организовал в 1908—1910 гг. Экспедиция зимовала на о. Петермана. Впервые были произведены исследования Земли Александра I; был открыт о. Шарко, отделенный узким проливом от Земли Александра I и обширный залив Маргариты на западном побережье Земли Грезма. Кроме того, было продолжено картирование берегов Земли Грезма и архипелага Пальмера. Океанографические наблюдения проводились в море Беллинсгаузена и в море Амундсена. Экспедиция собрала обширные коллекции, в том числе и геологические. Во второй экспедиции Ж. Шарко снова принимал участие геолог Э. Журден. Он составил геологическое описание Земли Грезма и исследованных островов, опубликованное в 1917 г. в Париже [220], и написал ряд статей по минералогии Западной Антарктики [217—219].

Результаты геофизических работ, выполненных экспедицией, описаны в статье Д. Роша (J. Rouch), опубликованной в 1910 г. в Париже Второй антарктической экспедиции Ж. Шарко посвящено более 20 работ на различных языках [71]. В русской литературе, как о первой, так и о второй экспедиции Ж. Шарко имеются лишь краткие упоминания.

В 1907—1909 гг. у берегов Земли Виктории на судне «Нимрод» (Nimrod) работала британская экспедиция под руководством Эрнста Шеклтона. Первоначально Э. Шеклтон предполагал организовать зимовку поблизости от открытой Р. Скоттом Земли Эдуарда VII у восточных берегов моря Росса. Р. Амундсен впоследствии писал [65], что если бы Шеклtonу удалось это сделать, южный полюс был бы открыт раньше северного¹.

Однако высадиться в восточной части моря Росса Э. Шеклtonу не удалось. «Нимрод» возвратился к о. Росса и там — у мыса Ройде — была создана зимняя база, с которой были продолжены исследования, начатые еще шесть лет назад Р. Скоттом и его группой.

В составе экспедиции Э. Шеклтона были три геолога: проф. Т. Дэвид, доцент Д. Моусон, впоследствии знаменитый исследователь Антарктики, и Р. Пристли (R. Priestley).

Первым крупным мероприятием зимовщиков явилось восхождение группы в составе шести человек на вершину вулкана Эребус. В этом восхождении принимали участие проф. Т. Дэвид и Д. Моусон. Было установлено, что на склонах современного вулкана сохранились остатки четырех конусов различного возраста. Древнейший, наиболее крупный кратер, находился на высоте около 2000 м над уровнем моря. Современный действующий кратер расположен на высоте 4000 м. Конус, в котором находится действующий кратер, сложен пористыми основными лавами и обломками пемзы, перемешанной с большим количеством крупных кристаллов полевого шпата. У подножья действующего конуса были обнаружены многочисленные фумаролы.

Летом 1908/09 г. были проведены обширные геологические и гляциологические наблюдения на территории Земли Южная Виктория от Бэрдморского ледника на юге до залива Терра Нова на севере.

Западная партия Р. Пристли работала в районе ледника Феррара на 78° ю. ш. Санная партия проф. Т. Дэвида 16 января 1909 г. достигла южного магнитного полюса, исследуя по пути побережье от 78 до 75° ю. ш. Южная партия, возглавляемая Э. Шеклtonом, не дошла всего

¹ Северный полюс открыт Пири в 1909 г.

150 км до Южного полюса (наиболее южная точка достигнута этой партией 88°23' ю. ш.). Партией Э. Шеклтона были открыты многочисленные горы Земли Южная Виктория, Бэрдморский ледник, стекающий с Полярного плато к шельфовому леднику Росса, и наконец само Южно-Полярное плато. В составе этой партии не было геолога, но ею были собраны богатые геологические коллекции в районе Бэрдморского ледника между 83°50' и 85°10' ю. ш.

Таким образом, маршрутные геологические наблюдения охватили огромное пространство Земли Южная Виктория на протяжении 10° широты (от 85° ю. ш. до 75° ю. ш.). Эти наблюдения позволили установить, что геологическая обстановка всей этой обширной территории является сходной. Горы Земли Южная Виктория представляют собой крупный горст меридионального простирания, окаймляющий с востока закованное в лед плато Восточной Антарктиды. Фундамент поднятого блока сложен докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, интродуцированными гранитами, а осадочный чехол — лежащими почти горизонтально осадочными породами серии Бэкон, включающими мощные долеритовые сланцы.

Научным результатам экспедиции Э. Шеклтона посвящено более 60 работ [71]. Первые геологические описания исследованной территории были даны в кратких статьях Д. Эджворта (D. Edgeworth) и Р. Пристли [165, 166], изданных в виде приложения к книге Э. Шеклтона [375], вышедшей в 1909 г. в Лондоне.

С 1910 по 1930 гг. отдельной серией издавались Труды экспедиции [112]. Геологические описания сосредоточены в двух томах трудов. Первый том, изданный в 1914 г., содержит статьи Т. Дэвида и Р. Пристли и охватывает вопросы физиографии, гляциологии, стратиграфии и тектоники Земли Южная Виктория [147]. Второй том был издан в 1916—1917 гг.; он содержит 13 статей палеонтологического и петрографического характера. Среди них наибольший интерес представляют работа Д. Моусона [281], посвященная петрографическому описанию осадочных, изверженных и метаморфических пород Земли Южная Виктория, и работа Г. Йенсена (H. J. Jensen) о щелочных эффузивах о. Росса [250]. Представляет также интерес небольшая заметка Э. Китса (E. Skeals), в которой описаны археоцитативные нижнекембрийские известняки, встречающиеся в районе Бэрдморского ледника [381].

14 июня 1909 г. экспедиция Э. Шеклтона на «Нимроде» возвратилась в Англию. В Лондоне участников экспедиции встречали тысячи толпы народа. На некоторое время Э. Шеклтон стал национальным героем. Он выступил в Географическом обществе и в других научных организациях с докладами, которые были обставлены весьма торжественно. В течение следующего 1910 г. Э. Шеклтон выступал с докладами во всех крупных городах Англии, в столицах Европы, в городах Соединенных Штатов и Канады. Русское Географическое общество пригласило Э. Шеклтона в Петербург, где его доклад собрал огромную аудиторию и был прослушан с большим интересом.

За заслуги в области географических наук географическое общество различных стран избрало Э. Шеклтона своим действительным или почетным членом и наградило его золотыми медалями.

В 1935 г. книга Э. Шеклтона «В сердце Антарктики», впервые изданная в Англии в 1909 г., была переведена на русский язык и опубликована Издательством Главсевморпути [58]. К сожалению, в перевод не были включены приложения — геологические статьи Д. Эджворта и Р. Пристли [165, 166] и заметка Д. Муррея [301] об извержениях вулкана Эребус.

В начале нашего столетия в Антарктику отправлялись пять экспедиций. Три из них — норвежская Р. А. Амундсена, английская — Р. Скотта и японская — Ч. Ширазе работали в областях, прилегающих к морю Росса; четвертая — австралийская экспедиция Д. Моусона — в восточ-

ной Антарктиде и пятая — немецкая экспедиция В. Фильхнера — в море Уэдделла. Две экспедиции — английская и австралийская — внесли большой вклад в геологическое изучение антарктического континента.

В 1910—1912 гг. норвежская экспедиция Руала Амундсена на корабле «Фрам» работала в восточной части моря Росса. Экспедиция эта, как известно, преследовала, главным образом, спортивную цель — достижение Южного полюса. Научный персонал в этой экспедиции по существу отсутствовал. Тем не менее она оставила след в истории геологического изучения Антарктиды.

После зимовки на шельфовом льду вблизи Китовой бухты (восточная часть ледяного Барьера Росса) Р. Амундсену и его четырем товарищам 14 декабря 1911 г. удалось достигнуть Южного полюса. По пути они открыли и пересекли горы Королевы Мод, являющиеся юго-восточным продолжением горста Земли Виктории. Была составлена первая карта территории, примыкающей к юго-восточной части моря Росса. В экспедиции Р. Амундсена не было геологов, однако участники южной партии собрали в предгорьях цепи Королевы Мод серию образцов с вершины Бетти. В это время санная партия лейтенанта Преструда (Prestrud) исследовала участки шельфового ледника Росса и побережье Земли Эдуарда VII, — откуда также были взяты образцы пород, слагающих нунатаки Скотта.

Породы, собранные на нунатаках Скотта и на вершине Бетти, были описаны И. Шетеллигом (J. Schetelig) в 1915 г. [370]. Среди образцов, собранных на вершине Бетти, были определены граниты, гнейсы и слюдяные сланцы, по-видимому докембрийского возраста. По мнению И. Шетеллига они должны соответствовать комплексу кристаллического фундамента Земли Южная Виктория. Образцы пород с нунатаков Скотта представлены нормальными и пермгатовидными гранитами, амфиболитами и мелкозернистыми гнейсами. Сравнение между собой комплексы пород гор Королевы Мод и Земли Эдуарда VII, И. Шетелиг приходит к выводу об их сходстве. Гнейсы из обеих мест, по его мнению, имеют архейский возраст, а граниты весьма близки друг к другу по минералогическому составу, структуре и химизму. Граниты вершины Бетти и нунатаков Скотта по мнению И. Шетеллига [370] следует параллелизовать с гранитами Земли Виктории, которые согласно Р. Пристли и Т. Дэвиду [147], являются посленижнекембрийскими, но догондванскими.

Таким образом, антарктическая экспедиция Р. Амундсена внесла первый вклад в изучение геологического строения восточной окраины моря Росса. Работам этой экспедиции посвящено более 30 изданий на различных языках [71]. Составленное Р. Амундсеном описание путешествия к южному полюсу было переведено на русский язык в 1937 г. [6].

Британская экспедиция Р. Скотта (Британская Антарктическая экспедиция «Терра Нова») с 1910 по 1913 гг. занималась изучением Земли Южная Виктория. Основной целью этой экспедиции, трагически закончившейся гибелью самого Р. Скотта и его четырех спутников, также являлось достижение Южного полюса. Однако, в противоположность спортивной экспедиции Р. Амундсена, экспедиция Р. Скотта была укомплектована учеными различных специальностей и ее научный вклад в изучение Антарктиды оказался весьма значительным.

В составе экспедиции было три геолога — Р. Пристли (ранее уже зимовавший в Антарктиде с Э. Шеклтоном), Ф. Дебенгем (F. Debenham), впоследствии один из крупнейших специалистов по вопросам геологии Антарктики, и Г. Тейлор. Так как после этой экспедиции сколько-нибудь значительных наземных исследований области Южная Виктория до последнего времени не производилось, то результаты работ второй экспедиции Р. Скотта являются тем основным материалом, на котором покоятся современные представления о геологии этой части Антарктиды.

Главная зимовочная база экспедиции была снова организована на

о. Росса. Геологическая партия, руководимая Ф. Дебенгемом, детально изучила территорию, прилегающую к проливу Мак-Мурдо. Северная партия Р. Пристли в феврале 1911 г. высадилась у мыса Адар, где исследовала геологическое строение берегов залива Робертсона. Работы здесь носили локальный характер, однако, полученные результаты были весьма интересны. Сланцево-грауваковая формация на севере Земли Виктории оказалась складчатой. Наблюдавшиеся в обнажениях дислокации не отличались интенсивностью (углы падения слоев до 25°), однако анализ их позволяет в настоящее время предположить, что район мыса Адар уже не относится к области древней платформы, и, следовательно, северо-восточнее на дне океана и моря Росса может быть погружена складчатая зона.

После окончания работ в заливе Робертсона группа Р. Пристли была перебросена в залив Терра Нова, где осталась зимовать. Здесь также были проведены маршрутные геологические исследования и собраны богатые коллекции образцов различных пород, главным образом из морен.

В составе южной партии Р. Скотта не было геолога. Как известно, эта партия достигла Южного полюса в январе 1912 г., пятью неделями позже группы Р. Амундсена. На обратном пути все ее участники погибли от голода и истощения, будучи задержаны продолжительной бурей в 17 км от склада продовольствия. С героизмом подлинных исследователей Р. Скотт и его спутники, больные и обессиленные, не бросили собранных геологических коллекций и дотащили их до своего последнего лагеря. Через семь месяцев после гибели южной партии была обнаружена палатка, в которой лежали тела Р. Скотта и двух его товарищей. В палатке оказались также полевые дневники и коллекции, среди которых были великолепные образцы гондванской флоры, собранные в районе Бердморского ледника и впоследствии подробно описанные А. Севордом (A. C. Seward).

Научным результатам последней экспедиции Р. Скотта посвящено более ста работ на английском языке [71]. С 1914 г. до настоящего времени Британским музеем естественной истории в Лондоне издаются Труды этой экспедиции. Эти труды представляют собой серию томов под общим названием «British Antarctic «Terra Nova» expedition 1910—1913, Natural History Report». Геологические материалы занимают два тома. Статьи первого тома [113], охватывающего шесть выпусков, издавались с 1914 по 1924 гг. Первый выпуск второго тома был опубликован только в 1954 г. [113].

В первом томе А. Севордом [372] дано подробное описание гондванской флоры, обнаруженной в песчанниках серии Бэкон. Это описание представляет собой первый выпуск тома и является одной из наиболее исчерпывающих монографий, посвященных ископаемой флоре Антарктики. На основании определений А. Севорда удалось датировать верхнюю возрастную границу песчанников серии Бэкон как триас.

Во втором выпуске, изданном в 1921 г., А. Вудворд [450] описал остатки девонских рыб, найденные Ф. Дебенгемом в Гранитной бухте и нижних горизонтах песчанников серии Бэкон. На основании этой находки нижняя возрастная граница серии Бэкон была датирована как средний девон. В первом томе представляют также интерес подробные петрографические описания осадочных, метаморфических и изверженных пород Земли Виктории, составленные Ф. Дебенгемом [152], Р. Пристли [331], Р. Растеллом [338] и В. Кэмпбелл Смитом [129—131].

В. Кэмпбелл Смит, описывая плутонические и гипабиссальные породы Земли Виктории [131], выделяет два типа гранитов, встречающиеся на всем протяжении антарктического горста от Бердморского ледника на юге до мыса Адар на севере:

1) серые биотитовые граниты более молодые, чем кристаллические сланцы и гнейсы, но более древние, чем песчанники серии Бэкон;

2) розовые роговообманково-биотитовые граниты — более свежие и более молодые, чем серые граниты.

Из района залива Терра Нова В. Кэмпбелл Смит [131] описывает встреченные в обломках эвстабитовые перидотиты — единственные ультраосновные породы Земли Виктория.

Первый выпуск второго тома, изданный в 1954 г., также составлен В. Кэмпбелл Смитом [133]. Это объемистая монография, в которой подробно описаны вулканические породы архипелага Росса — фанолитовые трахиты, трахитоидные фанолиты, кениты и базальты. Помимо описания образцов пород, собранных экспедицией Р. Скотта на о. Росса на склонах вулкана Эребус и на окружающих мелких островах, в работе дано сопоставление этих пород с молодыми эффузивами из донных регионов Антарктиды.

Геологические материалы были также опубликованы в виде небольших статей в сборниках «Последняя экспедиция Р. Скотта» [150, 403], издававшихся в Лондоне с 1913 г. под редакцией Л. Хаксли, а также в трудах XI сессии Международного Геологического конгресса.

На русском языке имеются лишь краткие сообщения о второй экспедиции Р. Скотта, связанные главным образом с трагической гибелью южной партии. Геологические статьи на русский язык не переведены. Из крупных работ участников этой экспедиции был переведен только дневник Р. Скотта, переизданный в 1954 г. [48].

В 1911/12 г. восточную часть моря Росса посетила еще одна экспедиция — японская на корабле «Кайнан-Мару» (Kainan Maru) под командованием Ч. Ширазе (Choku Shirase). Японцы высадились в Китовой бухте¹ и совершили несколько санных маршрутов.

Один из маршрутов протяжением около 250 км был проведен в юго-западном направлении поперек шельфового ледника Росса, другой — к горам Александра в северной части Земли Эдуарда VII. Во время плавания «Кайнан-Мару» был открыт залив Окума — глубокая выемка в ледяном барьере Росса вблизи Земли Эдуарда VII.

В американской библиографии по Антарктике [71], изданной в 1951 г., приведено около десятка работ на английском языке, посвященных японской антарктической экспедиции 1911/12 г. В начале 20-х годов нашего столетия в ряде иностранных географических журналов, а также в советской периодике появились сведения о том, что капитан Ч. Ширазе отправился во вторую антарктическую экспедицию на землю Александра I, откуда он предполагает достичь Южного полюса на самолете. Однако, никаких данных о результатах этой экспедиции автор не смог обнаружить.

Немецкая экспедиция Вильгельма Фильхнера на корабле «Германия» в течение 1911—1912 гг. занималась исследованиями в море Уэдделла. Были проведены съемки на о. Южная Георгия и на Южных Сандвичевых островах. В. Фильхнеру удалось проникнуть в южную часть моря Уэдделла и произвести там интересные океанографические и географические исследования. Был открыт берег Леопольда и шельфовый ледник Фильхнера², замыкающий на юго-востоке море Уэдделла. Участники экспедиции высаживались на шельфовый ледник Фильхнера. Им удалось наблюдать с небольшого расстояния отделение от него крупных айсбергов.

Подобно многим другим судам, проникшим в море Уэдделла, «Германия» была затерта льдами и дрейфовала в течение девяти месяцев, совершив вместе со льдами путь почти в 1000 км. Во время дрейфа было доказано, что Новая Южная Гренландия, об открытии которой сообщал в 1823 г. Уэдделл, в действительности не существует.

¹ Участники экспедиции Р. Амундсена перед отплытием в Европу видели двух японских исследователей вблизи базы Амундсена «Фрамгейм».

² На различных картах этот шельфовый ледник называется по-разному: шельфовый ледник Фильхнера, шельфовый ледник Ласснера, шельфовый ледник Уэдделла.

Экспедиции В. Фильхнера посвящено более 20 работ на английском и немецком языках [71]. Важнейшей из них является изданная в Берлине в 1922 г. книга самого В. Фильхнера «К шестой части света: вторая южнополярная немецкая экспедиция» [182].

Австралийской экспедицией под руководством Дугласа Моусона¹ в 1911—1914 гг. были проведены первые основательные исследования значительных пространств побережья Восточной Антарктиды. Во время плавания экспедиционного судна «Аврора», под командованием капитана Д. Дэвиса, был открыт шельфовый ледник Шеклтона, море Дэвиса и Земля Королевы Мэри, на которой в настоящее время создана советская обсерватория Мирный. Наземные исследования производились с трех баз, организованных: первая — на о. Макуори, вторая — в восточной части Земли Адели (залив Солружестна) и третья — на западной окраине шельфового ледника Шеклтона близ берегов Земли Королевы Мэри. В составе персонала экспедиции было несколько геологов. На главной базе (Земля Адели), кроме Д. Моусона, находился геолог Ф. Стилуэлл (F. Stillwell), а на Земле Королевы Мэри геологические наблюдения вели Уотсон и Голлей. На о. Макуори работал геолог Блек.

Несмотря на очень трудные метеорологические условия (на Земле Адели в течение 340 дней в году бушевали сильнейшие ураганы), зимовщикам удалось осуществить ряд далеких санных маршрутов. Важнейшими из них были: маршрут вглубь земли Адели, во время которого удалось достигнуть 71° ю. ш., походы с целью исследования побережья Георга V, пересечение шельфового ледника Шеклтона и поездка вдоль побережья Земли Королевы Мэри на запад к горе Гаусса. Во время этих маршрутов были собраны обширные петрографические коллекции. Обнаженность исследованной территории оказалась очень плохой. Однако на основании изучения отдельных нунатаков и морен представилось возможным установить, что эта часть Антарктиды сложена преимущественно метаморфическими породами докембрия (гнейсы, различные кристаллические сланцы), прорванными гранитными интрузиями нескольких возрастов. Только в восточной части побережья Георга V были установлены более молодые осадочные породы, по-видимому, являющиеся аналогами песчанников серии Бэкон и включающие крупный долеритовый силл (утесы Хорн Блеф, расположенные приблизительно в точке с координатами 68°30' ю. ш. и 150° в. д.). Долериты Хорн Блефа (Horn Bluff) обнажаются в виде столбообразных обрывов высотой свыше 150 м. Эти долериты, также как и долериты, встреченные в виде обломков в моренах Земли Адели, по данным описавшего их В. Брауна [117] химически и минералогически чрезвычайно сходны с долеритами Тасмании. В. Браун считает, что кварцевые долериты Земли Виктории, собранные экспедициями Р. Скотта и Э. Шеклтона, долериты Земли Адели, собранные экспедицией Д. Моусона, и долериты Тасмании возникли из одной и той же исходной магмы и имеют близкий возраст. Возраст долеритов Тасмании — меловой и третичный.

Западнее утесов Хорн Блеф коренные выходы осадочных пород не встречены. В моренах Земли Адели в нескольких пунктах были обнаружены обломки песчанников, напоминающих песчанники серии Бэкон. По-видимому на Земле Адели в глубине континента докембрий перекрыт более молодыми осадочными образованиями, возможно, составляющими одно целое с осадочным чехлом Земли Виктории. На Земле Королевы Мэри обломков слабо метаморфизованных осадочных пород не было найдено.

Гора Гаусса — крайний западный пункт территории, обследованной экспедицией Д. Моусона, по данным С. Чокольдс [306] сложена лейциитовыми базальтами. Санная группа, побывавшая на горе Гаусса, под-

¹ В 1908/09 г. Д. Моусон принимал участие в экспедиции Э. Шеклтона на Землю Виктории.

тверждает мнение Э. Дригальского, что эта гора является остатками конуса молодого вулкана, сильно разрушенного льдом. В настоящее время ее вершина свободна ото льда, но высокие морены, оставшиеся на склонах, свидетельствуют, что в недалеком прошлом она была целиком скрыта ледяным покровом.

Сам Д. Моусон возглавлял наиболее далекий санний маршрут к востоку от главной базы. Следуя на некотором расстоянии от побережья Д. Моусон достиг 69° ю. ш. и 152° в. д. Однако, этот поход окончился трагически. Один из спутников Д. Моусона — лейтенант Нишние¹ погиб, провалившись вместе с санями и собачьей упряжкой в глубокую трещину. Лишившись большей части продовольствия, Д. Моусон и его второй спутник, доктор Мерц², вынуждены были повернуть обратно. Мерц умер от истощения на пути к главной базе, и лишь одному Д. Моусону, ценой невероятных усилий, удалось добраться до места зимовки экспедиции. По дороге он собрал все собранные материалы, дневники и фотографии. Однако, он возвратился слишком поздно, «Аврора» уже отплыла к Земле Королевы Мэри, и Д. Моусону, вместе с несколькими поджидавшими его товарищами, пришлось остаться на вторую зимовку в стране пурги. Два года зимовала и партия на о. Макуори, поддерживая радиосвязь между главной базой на Земле Адели и Австралией.

Об антарктической экспедиции Д. Моусона написано около 50 работ, главным образом на английском языке. С 1916 по 1943 гг. в Аделаиде издавались материалы экспедиции под общим названием «Научные доклады Австралийской Антарктической экспедиции 1911—14 гг.» [83]. Они выходили в двух сериях: серия А — статьи и монографии по геологии, физиографии, океанографии, серия В — статьи по геофизике.

Геологическая серия охватывает шесть томов: первый том — география и физиография; второй том — океанография; третий, четвертый, пятый тома — геология; шестой том — гляциология.

Геологические тома содержат около 20 статей и монографий преимущественно петрографического характера, представляющих собой подробное описание отдельных образцов пород. Значительная часть этих тщательно исследованных и подробно описанных образцов была собрана в моренах.

Для советских геологов, ведущих исследования в Антарктиде, в настоящее время наибольший интерес представляет обширная монография С. Нокольдса [306], в которой описаны породы Земли Королевы Мэри. Эта работа опубликована в 1940 г. во второй части четвертого тома Трудов³. В ней достаточно подробно описаны изверженные породы Земли Королевы Мэри — биотитовые и роговообманковые граниты, легматиты, породы чарнокитовой серии, лейцитовые базальты горы Гаусса. Описаны также метаморфические породы — гнейсы, гранатовые амфиболиты, хлорито-энидото-альбитовые породы и т. п. Работа С. Нокольдса по своему характеру является чисто петрографической, без каких-либо геологических обобщений и представляет собой описание отдельных образцов, большинство которых было собрано в моренах.

В этой же работе описан один единственный образец менее метаморфизованной породы, найденный на юго-восточном склоне горы Барр Смит (Barr Smith) в восточной части Земли Королевы Мэри (к югу от центральной части шельфового ледника Шеклтона). Образец описан как «нечистый кварцит с прослойками метаморфизованной аргиллитовой породы».

Необходимо отметить, что С. Нокольдс не принимал участия в экспедиции Д. Моусона, а лишь занимался обработкой привезенных материа-

¹ Его именем назван крупный ледник на Земле Адели.

² Именем его назван второй крупный ледник на Земле Адели.

³ Единственный экземпляр ее в Ленинграде находится в библиотеке Всесоюзного геологического общества

лов. Привязка некоторых из описанных им образцов представляется сомнительной, ибо часть полевой документации была утеряна.

Помимо работы С. Нокольдса в Трудах экспедиции интересна также обширная монография Ф. Стиллуэлла [400] о метаморфических породах Земли Адели, статья В. Брауна [117] о молодых долеритах Земли Короля Георга и Земли Адели, статьи Тилле [410, 414], Д. Гластонбэри [198—203], А. Кинмапа [257] и других.

На русский язык была переведена в 1935 г. только книга Д. Моусона [41], представляющая собой серию ярких очерков о жизни и работе на трех базах экспедиции.

Исследования Антарктиды во время первой мировой войны и в первые послевоенные годы снова связаны с именем Эрнста Шеклтона. В 1914—1917 гг. Э. Шеклтон предпринимает свою вторую крупную экспедицию на двух кораблях «Эндюранс»¹ и «Аврора», с намерением пересечь антарктический континент от моря Уэдделла до моря Росса.

«Аврора» доставила на о. Росса вспомогательную партию, которая должна была организовать склады продовольствия на пути идущей от полюса основной партии, возглавляемой Э. Шеклтоном. Склады были организованы ценой величайших усилий, несмотря на то, что «Аврора» в течение десяти месяцев была затерта льдами в море Росса. Однако склады эти не понадобились. «Эндюранс» был захвачен льдами в южной части моря Уэдделла, вскоре после того, как была открыта новая земля (берег Карда), расположенная южнее берега Котса, наблюдавшегося В. Брюсом в 1904 г. Высадиться на вновь открытую землю не удалось. «Эндюранс» после сравнительно недолгого дрейфа был раздавлен льдами. Команда во главе с Э. Шеклтоном, сначала на санях, потом на тающей льдине и, наконец, на небольших ботах, добралась по бурному осеннему морю до Слонового острова (Elephant Island) одного из наиболее северных островов Шетландской группы. Э. Шеклтон с двумя спутниками, несмотря на ураганы, благополучно переплыли на боте море Дрейка и достигли берегов о. Южная Георгия. Отсюда Э. Шеклтон предпринял в течение 1917 г. одну за другой четыре спасательных экспедиции, чтобы освободить команду, отрезанную морскими льдами на Слоновом острове. Только четвертая попытка на аргентинской канонерке «Уругвай» увенчалась успехом. Вся команда «Эндюранса» была спасена.

Геологические работы во время этой экспедиции Э. Шеклтона были проведены в море Уэдделла и на Слоновом острове. Геологические наблюдения, выполненные в море Уэдделла, описаны в статье Д. Ворди [452], изданной в 1921 г. в Эдинбурге. Второй экспедиции Э. Шеклтона посвящено около 20 работ, преимущественно на английском языке.

В 1920 г. Э. Шеклтон отправляется в свою последнюю экспедицию в Антарктику. На корабле «Квест» («Quest») он предполагал произвести большие океанографические работы вокруг южного континента и исследовать ряд антарктических островов. Смерть опрокинула его планы в самом начале путешествия. Он умер на о. Южная Георгия и был похоронен в пос. Гриванкен.

После смерти Э. Шеклтона «Квест», под командованием Ф. Вильда², в течение нескольких месяцев производил океанографические работы в море Уэдделла и близ берегов Земли Королевы Мод. Судно удалось достигнуть 69°13' ю. ш. и 17°11'30" в. д., т. е. тех мест у берегов Земли Королевы Мод, к которым сто лет тому назад подходила экспедиция Ф. Ф. Беллинсгаузена. Континента Ф. Вильд не видел, но быстрая смена глубин позволила судить, что земля близко. На обратном пути экспедиция посетила Южные Шетландские острова.

¹ Endurance — выносливость.

² Вильд Франк (F. Wild) — ближайший сподвижник Э. Шеклтона. Участник всех его экспедиций. Принимал участие в походе к южному полюсу в 1908—1909 гг.

Геологические наблюдения, выполненные во время плавания «Квест», а также проведенные на островах в южной части Атлантики, описаны в статье геолога экспедиции Д. Виверта (Douglas Vivert), опубликованной в 1923 г. в виде приложения к книге Ф. Ф. Вильда [443] о последнем путешествии Э. Шеклтона.

Петрографическое описание коллекций, собранных на островах, сделано В. Кэмпбелл Смитом [132]. Оно опубликовано в 1930 г. в Трудах Британского музея естественной истории в сборнике [348], посвященном описанию геологических коллекций, собранных во время плавания «Квеста».

В этом сборнике, содержащем 12 работ, наибольший интерес представляют статьи Д. Виверта [424] и Г. Тиррелля [419] о геологии и петрографии о. Южная Георгия, а также статья Д. Виверта и В. Кэмпбелл Смита [132] о породах, извлеченных со дна моря Уэдделла. В последней статье указывается, что в пункте с географическими координатами 63°49' ю. ш. и 44°39' з. д., 200 км южнее Южных Оркнейских островов, с глубины более 2000 м со дна моря Уэдделла были извлечены мелкие угловатые обломки черных известковых сланцев, красноватых и белых кварцитов, темных граувакк, гранитов, биотито-роговообманковых гнейсов, измененных долеритов, биотитовых норитов и базальтового стекла. Обломки эти, по-видимому, имеют ледниковое происхождение и либо связаны с глубоко погруженными моренами, либо были принесены айсбергами. На русском языке последней экспедиции Э. Шеклтона посвящено несколько очень кратких заметок [25] в журнале «Природа» за 1922 г.

Рекордная по малому количеству участников антарктическая экспедиция состоялась в 1920—1922 г. Четверо англичан во главе с Д. Коуп (J. L. Cope) были доставлены китобойным судном на Южные Шетландские острова. После краткого полевого сезона двое возвратились с китобоями, а двое оставшихся — Т. Багшейв (Thomas Bagshawe) и Лестер (Lester) благополучно перебрались по морскому льду на Землю Грэмма и зимовали на берегу Данко (Danco Coast). Во время зимовки они провели ряд научных наблюдений, исследовали геологическое строение побережья и собрали коллекции горных пород. Результаты этой своеобразной южно-полярной «экспедиции» описаны в книге Т. Багшейва «Двое в Антарктике», изданной в 1939 г. в Нью-Йорке. Предисловие к этой интересной книге написано известным специалистом по Антарктике, геологом проф. Ф. Дебенгемом. По мнению А. Уэда (A. Wade), геолога нескольких антарктических экспедиций адмирала Бурда, научный вклад группы Т. Багшейва, если учесть количество участников, был самым большим по сравнению со всеми остальными антарктическими экспедициями.

С 1923 г. Антарктика начинает посещаться китобойными судами и экспедициями различных стран. Персонал этих экспедиций, наряду с охотой на китов, вел и научные исследования — географические, океанографические, иногда геологические. Так в 1923/24 г. один из катеров норвежской китобойной экспедиции К. Ларсена обследовал берега моря Росса от Земли Эдуарда VII до залива Робертсона на севере Земли Виктории. В тот же сезон британская китобойная экспедиция (капитаны Бекман и Матисен) исследовала западные берега Земли Грэмма южнее берега Фалье, никем не посещавшиеся со времени второй экспедиции Ж. Шарко (1908—1910 гг.).

С 1925 г. в водах Антарктики начинают систематически работать британские экспедиции Комитета Дискавери¹, ведущие океанографические, гидрографические и биологические исследования южного полярного бассейна. Суда Комитета Дискавери («Дискавери» и «Вильям Скорсби») за двадцать с лишним лет его существования совершили несколько десятков экспедиций в антарктические моря. Труды Комитета издавались в Кэмпбридже с 1927 по 1947 г. Наряду со статьями океанографического и биологического характера в Трудах публиковались геологические материалы, связанные главным образом с геологией моря и антарктических островов [277, 421].

В 1926/27 г. норвежская китобойная экспедиция (капитаны Тофте и Андерсон) исследовала район Южных Шетландских островов и архипелага Пальмера. Эта экспедиция наблюдала колоссальный столовый айсберг, размером около 150 × 150 км. Суда экспедиции обошли вокруг о. Петра I, однако высадиться на остров не удалось.

В 1930/31 гг. более десятка норвежских китобойных судов ведут исследование и съемки побережья Антарктиды в районе берега Кемпа и Земли Эндерби. Научным результатам этих исследований посвящены несколько работ на норвежском и немецком языках [71].

Следует подчеркнуть, что норвежские экспедиции внесли заметный вклад в изучение Восточной Антарктиды, особенно в картографирование побережья южного континента на участке от 15° в. д. до 80° в. д. В этих работах решающая роль принадлежит Ларсу Кристенсену (Lars Christensen), организовавшему и финансировавшему в период с 1927 по 1937 гг. девять экспедиций, направленных к берегам Восточной Антарктиды. Последние четыре уже имели в своем распоряжении самолеты и произвели аэрофотосъемку значительной территории Земли Эндерби, берега Ларса Кристена, берега Ингрид Кристенсен и т. д.

Целью первых экспедиций Л. Кристенсена было создание для Норвегии опорных пунктов в Антарктике. Во время первой экспедиции 1927/28 г. (судно «Норвегия») была произведена съемка о. Буве и остров был объявлен норвежским владением. Дальнейшие работы были проведены на о. Южная Георгия, Южных Шетландских островах и в архипелаге Пальмера.

Геологическими исследованиями на этих островах в 1927/28 г. занимались О. Ольстад (Ola Olstad) и О. Хольтедаhl (Olaf Holtehdahl). Проф. О. Хольтедаhl и в дальнейшем возглавлял обработку геологических материалов экспедиций Л. Кристенсена.

Второй экспедицией Л. Кристенсена руководил О. Ольстад. Была произведена высадка на о. Петра I, также объявленный норвежским. Третья экспедиция (1929/30 г.) исследовала побережье Земли Королевы Мод. Были открыты и засняты с воздуха берег Принца Олафа и берег Принцессы Марты. При океанографических работах у берегов Земли Королевы Мод была открыта банка Гуннерус.

Во время четвертой экспедиции (1933/34 г.) Л. Кристенсена экспедиционный корабль «Торсхавн» («Thorshavn») совершил плавание вокруг почти всего континента Антарктиды. Были проведены полеты и выполнены аэрофотосъемки побережья Ларса Кристенсена, Земли Мак-Робертсона, побережья Леопольда и Астрид. Была открыта действительная линия побережья Леопольда и Астрид, лежащая позади шельфового льда.

Три последних экспедиции Л. Кристенсена занимались главным образом картографированием берегов Восточной Антарктиды с моря и воздуха. Во время последней экспедиции (1936/37 г.) аэрофотосъемки были произведены почти сплошь вдоль всего побережья от 22° в. д. и 83° в. д., захватив берег Ингрид Кристенсен, берег Ларса Кристенсена, берег Кемпа, Землю Эндерби, берег принца Олафа, берег принца Гаральда и восточную часть берега Рангильды.

Результаты экспедиций Л. Кристенсена важны прежде всего в картографическом отношении. По аэрофотосъемкам, выполненным во время этих экспедиций, была создана географическая карта побережья Восточной Антарктиды на 12 листах. Листы карты охватывают центральную часть берега Рангильды (от 22 до 27° в. д.), восточную часть берега

¹ Комитет Дискавери — Discovery Committee учрежден английским правительством в 1923 г. Деятельность Комитета Дискавери началась с картирования фолклендского сектора Антарктики и обслуживания английского китобойного промысла

Гаральда от 36 до 41° в. д. и значительный отрезок побережья от 52 до 83° в. д. (берега Кемпа, Ларса Кристенсена и Ингрид Кристенсен).

Одиннадцать листов карты составлены в масштабе 1 : 250 000, а один лист (берег Раугильды) — в масштабе 1 : 500 000. Карта эта, составленная Хансеном и изданная в 1946 г. в Осло, ни в высотном, ни в плановом отношении не обладает точностью и подробностью, которые должны были бы соответствовать указанному на ней масштабу. На этой карте по существу нанесена только линия побережья и контуры шельфовых льдов. Ее высотное обоснование покоится на незначительном количестве наземных пунктов. Однако, до сих пор она является единственным опубликованным картографическим материалом сравнительно крупного масштаба для этой части Восточной Антарктиды. Соседние районы не имеют даже и таких карт.

Вклад девяти экспедиций Л. Кристенсена в дело геологического изучения Антарктиды был значительно более скромным — участниками экспедиции проведены маршрутные геологические исследования и взяты образцы горных пород на о. Южная Георгия, о. Кларэнс (Южные Шетландские острова), в окрестностях Порт-Локрой (архипелаг Пальмера), на островах Петра I и Буве и на некоторых других островах. Были исследованы в геологическом отношении отдельные обнажения коренных пород на берегах Ингрид Кристенсен и Ларса Кристенсена (хребт Кларенса Миккельсена). Геологические материалы, наряду с другими научными материалами, обрабатывались специалистами и публиковались норвежской Академией наук. До 1947 г. были опубликованы под редакцией проф. О. Хольтедэля два тома «Научных результатов норвежской антарктической экспедиции 1927/28 и последующих годов» [367]. Изданные тома содержат ряд геологических статей главным образом петрографического содержания. Обработка материалов, по-видимому, еще не закончена.

Помимо статей, помещенных в трудах норвежской экспедиции [367], об экспедициях Л. Кристенсена написано несколько десятков работ, опубликованных в различных географических журналах, в том числе и в английских [139, 272]. Доклад Л. Кристенсена на заседании Норвежского Географического общества, о результатах его девяти экспедиций, издан в 1938 г. в Осло отдельной книгой [138]. Этот доклад хорошо иллюстрирован аэрофотографиями побережий Восточной Антарктиды (берег Ларса Кристенсена, Земля Эндерби и т. д.).

В конце двадцатых годов интерес к исследованиям Антарктиды снова начинает возрастать. Вслед за норвежцами в изучение южного континента включаются американцы.

В 1928/29 г. англо-американская экспедиция под руководством Г. Вилькинса (H. Wilkins) на судне «Гектория» («Hektorias») отправляется на Землю Грэмма. Впервые для исследований Антарктики был использован самолет, причем первые полеты были совершены с о. Обмана (Description Island) вдоль восточных берегов Земли Грэмма. Во время полетов удалось достигнуть 71°20' ю. ш. Г. Вилькинс сообщил, что им открыт пролив, отделяющий Землю Грэмма от континента. Этот пролив фигурировал на всех картах Антарктиды, изданных в конце 20-х, начале 30-х годов. Впоследствии существование пролива не подтвердилось. То, что Г. Вилькинс принял за пролив, оказалось крупным ледником. Результаты работы экспедиции изложены в нескольких статьях на английском языке [71]. Наибольший интерес представляет статья самого Г. Вилькинса [445], опубликованная в 1929 г.

Экспедиция Г. Вилькинса продолжила свои исследования в летний сезон 1929/30 г. Она совершила еще несколько полетов над Землей Грэмма. Два полета удалось осуществить к о. Шарко, причем во время второго полета самолет облетел округ острова при ясной погоде и был сделан ряд аэрофотоснимков. Результаты работ 1929/30 г. сведены в статье Х. Вилькинса [446], изданной в 1930 г.

В 1928—1931 гг. французский геолог Э. Обер-де-ля Пу (Aubert de la Rue) занимался геологической съемкой и поисками полезных ископаемых на о-вах Кэргулен. Результаты полевых работ освещены в его статьях [78, 79, 80], опубликованных в Париже в 1929—1932 гг.

В 1928—1930 гг. американский адмирал в отставке Ричард Бэрд (R. E. Byrd) организует на двух судах «Город Нью-Йорк» («City of New-York») и «Элеонора Болдинг» («Eleonor Bolding») свою первую экспедицию в Антарктику. В Китовой бухте, в восточной части моря Росса, близ Фрамгейма (бывшей базы Амундсена) — создается база американской экспедиции — пос. «Маленькая Америка» («Little America»). Р. Бэрд имел в своем распоряжении самолеты и наземный транспорт. Им совершено несколько полетов над барьером и к востоку от моря Росса. Во время полетов была открыта Земля Мэри Бэрд, плато Рокфеллера. Во время полетов Эдуарда VII были обнаружены горы Рокфеллера. Однако наземные исследования восточнее моря Росса почти не производились, ибо самолет, на котором находилась наземная исследовательская группа, потерпел аварию в горах Рокфеллера¹.

Наземные исследования были осуществлены только в горах Королевы Мод. Эти исследования возглавлял геолог экспедиции проф. Л. Гулда (L. M. Gould). Было закартировано около 250 км совершенно неизученной до этого части хребта. Работы Л. Гулда показали, что горы Королевы Мод в геоморфологическом и структурном отношении являются продолжением горста Земли Викторини. Подобно горам Викторини они сложены почти не дислоцированными песчанниками серии Бэкон, содержащими долеритовые жилы и залегающими на размытой и выравненной поверхности докембрийского фундамента.

Самая партия проф. Л. Гулда во время полета Р. Бэрда 29 ноября 1928 г. к Южному полюсу действовала в качестве вспомогательной группы. В полете кроме Р. Бэрда принимали участие пилот и фотограф.

Научным результатам первой экспедиции Р. Бэрда посвящено около 20 работ [124, 125, 126, 205, 206, 207 и др.]. Геологическое описание гор Королевы Мод и шельфового ледника Росса дано в статьях Л. Гулда [207, 208, 209, 210], опубликованных в 1934—1937 гг. Петрографическое описание пород было выполнено Д. Стюартом (D. Stewart) в 1934 г. [385]. Л. Гулд впоследствии написал еще несколько статей по гляциологии Антарктики [211].

На русский язык переведена только книга Р. Бэрда «Над южным полюсом» [20], представляющая собой серию очерков о работах экспедиции.

Почти одновременно с первой экспедицией Р. Бэрда у берегов восточной Антарктиды вела работу Британско-Австралийско-Новозеландская экспедиция (BANZARE)² на корабле «Дискавери» под руководством Дугласа Моусона. Полевые работы экспедиции продолжались с 1929 по 1931 гг. Были закартированы многие участки побережья восточной Антарктиды между 45 и 75° в. д. (Земля Эндерби, берег Кэмпа, берег Ларса Кристенсена). Кроме того, производились высадки и велась наземные исследования в ряде пунктов побережья до 155° в. д. (мыс Денисон, Земля Адель, берег Банзар, берег Астрид и т. д.). В работах экспедиции широко использовались авиация и аэрофотосъемка. Помимо берегов континента были исследованы острова Обладания («Possession Isl»), Кэргулен, Хёрд, Прокламацин и Макуори.

Работы экспедиции снова подтвердили, что доступная часть берегов Восточной Антарктиды сложена главным образом метаморфическими породами (гнейсами и различными кристаллическими сланцами), интродуцированными большим количеством гранитоидов. Это дало основание

¹ Экипаж, в составе которого находился геолог экспедиции проф. Гулда, удалось спасти.

² BANZARE — British, Australian, New Zealand Antarctic Research Expedition.

Д. Моусону высказать предположение, что значительная часть Восточной Антарктиды, по-видимому, представляет собой кристаллический щит.

До февраля 1951 г. было опубликовано несколько десятков работ, посвященных научным результатам этой экспедиции. Главную их часть составляют статьи в трудах BANZARE¹. Геология занимает несколько томов, в них преобладают статьи петрографического характера. Так например, во втором томе Трудов BANZARE, изданном в 1937 г. в Аделаиде, в ряде статей Е. Тилле (E. E. Tilley), подробно описаны различные изверженные и метаморфические породы Земли Эндерби [412] и Земли Мак-Робертсона [413]. В статье, опубликованной в 1936 г., Е. Тилле [411] подробно описал эндербит — новую породу чарнокитовой серии, впервые обнаруженную участниками экспедиции на Земле Эндерби.

В 1933—1935 гг. Р. Бэрд организует вторую экспедицию на южный континент. Экспедиционные суда «Бэр» («Bear of Oakland») и «Якуб Рупперт» (Jacob Rupprecht) выполняют значительные океанографические и географические исследования в Тихоокеанском квадранте Антарктики к северу от Земли Мэри Бэрд, уточняя конфигурацию береговой линии между 115° и 152° в. д. (рис. 2). Базой экспедиции снова является

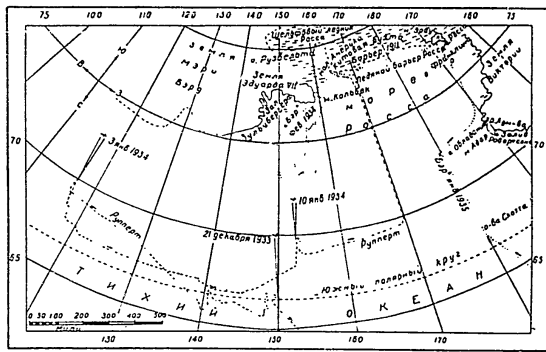


Рис. 2. Авиационные и морские маршруты второй экспедиции Р. Бэрда, близ побережья Земли Мэри Бэрд

1 — авиационные маршруты, 2 — маршрут судна «Бэр», 3 — маршрут судна «Рупперт»

тос. «Маленькая Америка» на льду Барьера Росса. Старая база была значительно расширена и, кроме того, была создана маленькая передовая база в глубине шельфового ледника на 80° ю. ш. На передовой базе в течение нескольких месяцев зимы 1934 г. в полном одиночестве жил и работал Р. Бэрд.

Экспедиция была хорошо укомплектована научным персоналом и выполнила обширную программу исследований. Геофизические работы возглавлял проф. Т. Поултер (T. G. Poultter), кроме него в составе экспедиции находилось еще несколько геофизиков. Геологами экспедиции были А. Уэд (A. Wade), К. Блэкберн (Q. Blackburn), Рассел и Пейн.

А. Уэд исследовал горы Эдселя Форда, расположенные восточнее залива Зульцбергера и открытые первой экспедицией Р. Бэрда (рис. 3).

¹ Британско-Австралийско-Новоземельская антарктическая исследовательская экспедиция 1929—1931 гг. Научные доклады серии А и В [90].

Оказалось, что эти горы сложены метаморфизованными осадочными породами, смятыми в складки и прорванными интрузиями гранитоидов. Метаморфизованные осадки представлены главным образом ортоклазитовыми кристаллическими сланцами, серицитовыми сланцами,

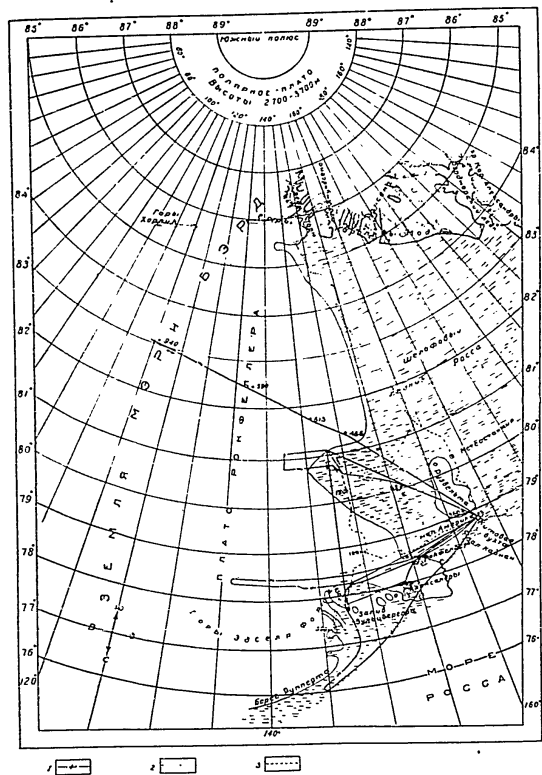


Рис. 3. Важнейшие наземные и авиационные маршруты Второй экспедиции Р. Бэрда на Земле Мэри Бэрд, в горах Королевы Мод и на шельфовом леднике Росса

1 — авиационные маршруты; 2 — маршруты собачьих упряжек; 3 — маршруты тракторов. Высотные отметки даны в метрах

шиферными сланцами и т. п. Интрузивные породы представлены гранодиоритами, лейкогранитами, дайковыми диабазовыми порфиритами и гранит-порфирами.

В северной части района, исследованного А. Уэдом, были встречены остатки вулканического конуса, сильно разрушенного ледниковой эро-

зней. Конус сложен оливковыми базальтами. А. Уэд отмечает [426], что из соотношений пеплового материала и льда следует, что вулкан еще действовал после затопления района льдом. Таким образом следы молодого вулканизма имеют место и близ побережий Земли Мэри Бэрд.

В осадочных толщах хребта Эдселя Форда было установлено два направления складок. В северной части изученного района складки имеют почти меридиональное направление, в южной части — направление складок северо-западное. Однако органических остатков в породах встречено не было и возраст толщ и структуры в целом остался неясным.

А. Уэд пришел к выводу, что в структурном отношении горы Эдселя Форда напоминают геологические образования Западной Антарктики (Земли Грезма). Однако поскольку богатые щелочами гранитоиды гор Эдселя Форда резко отличаются по химизму от богатых щелочными землями и железом гранитоидов Земли Грезма, не исключено, что северо-западная часть Земли Мэри Бэрд представляет собой самостоятельный регион.

К. Блэкберн, Рэссел и Пеин исследовали горы Королевы Мод (рис. 3). Они обнаружили и нанесли на карту несколько сот возвышенностей, составили геологический разрез от уровня шельфового ледника Росса до края полярного плато и собрали обширные геологические коллекции. Общая длина пройденного ими санного маршрута превышала 2000 км. Они достигли 87° ю. ш., поднявшись на высоту 2700 м над уровнем моря. На склонах горы Уинера им удалось обнаружить 15 угольных пластов, переслаивающихся с песчаниками и сланцами серни Бакон. В песчаниках были найдены многочисленные остатки гондванской флоры — отпечатки листьев, стебли и даже куски окаменелых стволов диаметром до 45 см. Таким образом, обильная ископаемая растительность была обнаружена всего в 300 км от Южного полюса.

Геофизические работы, проводившиеся проф. Т. Поултером и его группой, позволили уточнить положение скрытого льдом восточного побережья моря Росса. Толщина льда определялась сейсмическим методом. Было установлено, что пос. «Маленькая Америка» и ее ближайшие окрестности расположены на слое льда мощностью 70—100 м. Этот лед покоится на воде; глубины моря здесь достигают 500 м. К югу и востоку от «Маленькой Америки» большая часть шельфового ледника Росса залегает на грунте, представляющем собой неглубоко погруженный шельф. Юго-восточнее «Маленькой Америки» был обнаружен целиком скрытый льдом о. Рузвельта, возвышающийся на 300 м над уровнем моря и покрытый слоем льда мощностью около 120 м. Таким образом, наблюдения, проведенные проф. Т. Поултером, позволили установить, что барьер Росса частично является плавучим, а частично лежит на грунте отдельных возвышенностей дна моря Росса.

Помимо наземных исследований было совершено шесть дальних и много ближних исследовательских полетов, сопровождаемых аэрофото-съемками. Аэрофото материалы были использованы для составления карт. Были организованы также маршруты на тракторах и вездеходах к горам Рокфеллера и на юг (рис. 3). Однако, эти маршруты показали ограниченные возможности для применения механизированного транспорта в условиях сильных морозов и трещиноватой поверхности льда на барьере Росса.

Научным результатам второй экспедиции Р. Бэрда посвящено около двадцати работ [71]. Общие результаты исследований кратко описаны в статье Т. Поултера [326], изданной в 1939 г. Геологический и гляциологический материал изложен в статьях А. Уэда, опубликованных в 1937 [426] и 1940 гг. [427] и в статье К. Блэкберна [107], появившейся в 1937 г.

Книга Р. Бэрда о его второй экспедиции, представляющая нечто среднее между дневником и научно-популярным очерком, в 1937 г. была переведена на русский язык [21].

В 1934—1937 гг. британская экспедиция Джона Римилла (John R. Rymill) на корабле «Пеюла» занималась изучением Земли Грезма. Первую зиму экспедиция провела на Аргентинских островах; вторая зимовка была организована на о. Дебенгема (Debenham Isl) в заливе Маргариты, открытом второй экспедицией Ж. Шарко.

В распоряжении экспедиции Д. Римилла были — самолет, трактор, моторная лодка, собачьи упряжки. При помощи полетов и санных маршрутов была исследована центральная часть Земли Грезма, прилегающая к заливу Маргариты. Полеты были произведены также над шельфовым ледником Ворди, северной частью пролива Георга VI и о. Александра I. Санная партия при пересечении Земли Грезма поднялась на хребет высотой до 3000 м и обнаружила огромные ледники в долине, относительная глубина которой достигала 1,5 км.

Было подтверждено сходство центральной и северной частей Земли Грезма с Кордильерами Южной Америки. Оказалось, что центральный хребет Земли Грезма сложен гнейсами, прорванными гранодиоритами андийского типа (богатыми кальцием и магнием). Ближе к западному побережью были встречены андезиты и дациты. Севернее залива Маргариты, близ западного побережья были установлены известняки средней юры, смятые в складки меридионального простирания. Отмечено общее отступление ледников. Двухлетние метеорологические наблюдения показали, что климат этой части Антарктиды является менее суровым, чем в восточной части континента. Максимум температуры составил +9°. минимум — 38°. Среднегодовая температура была близка к —4°.

В составе экспедиции Д. Римилла работал геолог В. Флеминг (W. L. Fleming). В 1938 г. им была опубликована статья о результатах геологического изучения Земли Грезма. Научным результатам экспедиции Д. Римилла посвящено около десяти работ [71]. На русском языке имеется краткий реферат о научных достижениях исследователей, опубликованный в «Вестнике Знания» за 1939 г.

В 1935/36 г. британское исследовательское судно Комитета Дискавери «Виллиам Скорбия» под начальством Г. Рейнера [339] установило наличие в западной части Земли Мак-Робертсона поля весьма значительных (аномальных) магнитных склонений. Причина этих аномальных магнитных склонений неясна до сих пор.

В том же летнем сезоне 1935/36 г. американскому исследователю Линкольну Элсуорту (L. Ellesworth) вместе с пилотом удалось совершить давно задуманный трансантарктический перелет¹ с о. Дунди (остров близ северной оконечности Земли Грезма) в море Росса в Китовой бухте.

Во время перелета, продолжавшегося вместо запланированных двадцати двух часов двадцать два дня, в южной части Земли Грезма были открыты горы Этерниты, высокая (свыше 4000 м над уровнем моря) горячая цепь Сторожевая (Sentinal), как будто бы лежащая на продолжении складчатых сооружений Антарканд и обширное, законанное в лед плоскогорье Джемса Элсуорта². На трассе полета были совершены четыре посадки, места которых до сих пор являются единственным высотным обоснованием для карт значительной части территории Западной Антарктиды. Израсходовав весь запас бензина, самолет совершил последнюю посадку на Барьере Росса в 16 км от «Маленькой Америки». Л. Элсуорт вместе с пилотом добрался до пустовавшей базы Р. Бэрда, откуда их месяц спустя (в январе 1936 г.) взяло британское исследовательское судно «Дискавери II».

¹ Эта была третья попытка перелета. Две первые попытки Л. Элсуорта в 1933/34 г. и в 1934/35 г. окончились неудачно, вследствие неблагоприятных метеорологических условий и повреждения самолета.

² Название дано в честь отца исследователя.

Перелету Л. Элсуорта посвящено около десятка работ на английском языке [71]. Сокращенный перевод очерка Л. Элсуорта был напечатан в «Вестнике Знания» за 1937 г. [63].

В 1938/39 г. Л. Элсуорт совершил еще один полет внутрь антарктического континента.

Проводя исследования побережья Ингрид Кристенсен на корабле «Виаг Эрп» («Wyatt Earp») Л. Элсуорт попытался проникнуть вглубь этой части Восточной Антарктиды. Он пролетел над однообразной поверхностью ледяного покрова и достиг точки с координатами 72° ю. ш. и 79° в. д. Обнаженных участков он не видел. Обследованная с воздуха площадь была названа Американским плоскогорьем (American Highland). С этой экспедицией Л. Элсуорта связаны четыре печатных работы [71].

В летнем сезоне 1938/39 г. у берегов западной части Земли Королевы Мод работала немецкая экспедиция Альфреда Ритшера (A. Ritscher) на судне «Швабенланд». Экспедиция носила в основном фотограмметрический характер. В течение трехнедельных операций (январь — февраль 1939 г.) у побережья принцессы Марты и принцессы Астрид два гидроплана совершили серию полетов над территорией западной части Земли Королевы Мод и засняли около 350 000 км². Сфотографированная площадь заключена между 10° в. д. и 20° в. д.; на севере ее границу определяют припай и барьерные льды, на юге — параллель $74^{\circ}22'$ ю. ш.

Территория эта была названа Нейшвабенланд (Neuschwabenland). Карты ее были составлены по фотоснимкам без наземного обоснования. Впоследствии часть этой территории была перекрыта аэрофотосъемками с наземным обоснованием¹; оказалось, что высотные отметки на некоторых немецких картах местами завышены более, чем на 1 км.

Научным результатам немецкой экспедиции 1938/39 гг. посвящено более десяти работ, главным образом, на немецком языке [71]. Наиболее подробный отчет был опубликован в 1942 г. в двух томах под редакцией А. Ритшера. Первый том, объемом более 300 стр., содержит описание работ и полученных результатов, второй том — карты и аэрофотоснимки.

Последней экспедицией второго этапа исследования Антарктики явилась экспедиция Американской Антарктической службы, созданной по решению конгресса США в 1938 г. Экспедиция отправилась из США на двух судах ледокольного типа «Бэр» («Bear») и «Северная Звезда» («North Star»). Возглавил ее адмирал Р. Бэрд, поэтому экспедицию Антарктической службы США называют еще и третьей экспедицией Р. Бэрда.

Экспедиция выполнила обширный комплекс океанографических, аэрофотограмметрических и наземных исследований. Наземные исследования, включавшие широкую программу географических, геологических, геофизических, гляциологических, метеорологических и других работ, велась с двух баз. Западной базой снова явилась «Маленькая Америка». Работы здесь возглавлял географ Пауль Сипл (P. Siple) — участник первой и второй экспедиций Р. Бэрда. Восточная база была организована на о. Стоунингтон (Stonington Island) в заливе Маргариты (западное побережье Земли Грэм). Руководителем восточной базы был Р. Блек (R. V. Black). Научным руководителем экспедиции являлся А. Уэд (A. F. Wade) — геолог второй экспедиции Р. Бэрда.

В полевых работах экспедиции приняли участие четыре геолога. Трое из них — А. Уэд, Ч. Пассел (Ch. Passel) и Л. Вернер (A. L. Warner) работали на Земле Мэри Бэрд, к востоку и северо-востоку от «Маленькой Америки», четвертый геолог — Н. Нолс (P. H. Knowls) занимался геологической съемкой в районе расположения восточной базы на Земле Грэм. Магнитные и сейсмические наблюдения на западной базе вел геофизик Р. Фитцсиммонс (Roy G. Fitzsimmons).

¹ Норвежско-шведско-английская экспедиция 1949—1952 гг.

Экспедицией были проведены работы по трем основным направлениям:

1. Геологические и географические исследования северной части Земли Мэри Бэрд (велась с западной базы).

2. Географические и геологические исследования центральной и южной части Земли Грэм (велась с восточной базы).

3. Океанографические и географические исследования тихоокеанского квадранта Антарктики по уточнению конфигурации континента между западной и восточной базами (велась с судов и самолетов). Кроме того, экспедицией было собрано много ценных сведений по метеорологии и земному магнетизму.

С западной базы полетами и санными партиями были исследованы северная и северо-западная часть Земли Мэри Бэрд, включая горы Рокфеллера на Земле Эдуарда VII, горы Фосдик (Fodick) и вновь открытые горы Хал Флуд (Hal Flood), расположенные к северо-востоку от гор Эдселя Форда и достигающие 4000 м высоты.

Работы А. Уэда, проведенные в юго-западной части Земли Эдуарда VII¹, показали, что горы Рокфеллера сложены серией метаморфизованных осадочных пород, прорванных крупной интрузией гранитоидов. Вмещающие интрузию породы представлены кристаллическими сланцами, филлитами, парагнейсами. Они образуют узкие складки северо-западного простирания. В составе изверженных пород преобладают лейкограниты, богатые натрием и калием и бедные мафическими минералами.

А. Уэд отмечает, что в структурном и петрографическом отношении горы Рокфеллера очень близки к горам Эдселя Форда и, видимо, представляют собой части одной и той же региональной структуры, отличной как от области Антарктического горста, так и от альпийд Земли Грэм.

Ч. Пассел и Л. Вернер изучали геологическое строение южной части гор Эдселя Форда. Район этот обнажен лучше многих других мест Антарктиды, и для него удалось составить схематическую геологическую карту. Однако, учитывая краткость полевого сезона (геологические работы на обнажениях продолжались меньше месяца) и недоступность многих скальных выходов, авторы отмечают [316, 436], что проведенные работы могут рассматриваться лишь как предварительная рекогносцировка.

Горы Эдселя Форда сложены однородной серией темных глинистых сланцев и мелкозернистых песчаников, смятых в узкие складки северо-западного простирания.

Шариры складок погружаются к северо-западу под углом $30-40^{\circ}$. Общая мощность осадочных образований, по-видимому, превышает 5000 м. Никаких органических остатков не было встречено и возраст толщ остался неопределенным. Песчано-сланцевые отложения прорваны интрузиями гранитоидов (граниты, гранодиориты, монзониты). Помимо глубинных интрузивных пород, как в гранитоидах, так и во вмещающих их осадочных образованиях встречаются многочисленные дайки аллитов и диабазов.

Исследователи отмечают также наличие мелких кварцевых и карбонатных жил, не содержащих сульфидной минерализации. В северной части исследованного района (горы Фосдик) наблюдались проявления молодого вулканизма в виде базальтовых потоков и остатков вулканических конусов с кратерами.

На Земле Грэм с восточной базы были совершены полеты к островам Александра I и Шарко, к горам Этерниты (южная часть Земли Грэм), а также вдоль восточного побережья Земли Грэм до $74^{\circ}37'$ ю. ш. Саные партии исследовали пролив Георга VI, центральное плато полуострова, горы Этерниты и берега моря Уэдделла до $71^{\circ}51'$ ю. ш.

¹ На некоторых картах Земля Эдуарда VII называется полуостровом Эдуарда VII

По данным П. Нолса [258] геологическое строение южной части Земли Грэмма представляется в следующем виде. Центральный массив, вытянутый вдоль полуострова и морфологически являющийся плоскогорьем, сложен кислыми интрузивными породами андийского типа. С востока и запада он окаймлен метаморфическими породами, варьирующими по составу от различных кристаллических сланцев до гнейсов. Менее метаморфизованные осадочные породы — конгломераты, аркозы, граувакки — установлены вдоль восточного и южного берега о. Александра I.

Район, непосредственно примыкающий к заливу Маргариты, сложен глубинными интрузивными породами — гранитами, гранодиоритами и сенинтами, прорванными дайками аплитов. Ближе к линии побережья появляются гнейсы и кристаллические сланцы. Хребет Этеринги сложен в основном гранодиоритами. Вдоль побережья моря Уэддела обнажаются кристаллические сланцы.

Если принять во внимание, что севернее изученного П. Нолсом района, В. Флеминг [183] встретил фаунистически охарактеризованные среднеюрские отложения, то приходится предполагать наличие к северу от залива Маргариты поперечного перегиба всей складчатой структуры Земли Грэмма. К югу от этого перегиба значительные пространства полуострова сложены кристаллическими породами, а более молодые осадочные образования, по-видимому, располагающиеся западнее и восточнее, преимущественно погружены ниже уровня океана.

В целом складчатая структура Земли Грэмма является весьма сложной и первые шаги к ее расшифровке еще не дали материала, минимально необходимого для составления площадной геологической карты.

Для уточнения контуров побережья Антарктиды и географии тихоокеанского квадранта с судна «Бэр» было совершено шесть полетов в южном направлении. Во время этих полетов впервые наблюдались и были сфотографированы с воздуха берега Рупперта (Ruppert's Coast) и Уолгрена (Walgreen Coast), а в восточной части моря Амундсена — по-и Терстон (Thurston) и еще ряд точек побережья.

Часть материалов третьей экспедиции Р. Бэрда была опубликована в 1945 г. в Ученых записках Американского философского общества [349]. Один том [89] Ученых записок, объемом более 400 страниц посвящен материалам экспедиции. Из сорока статей сборника десять написаны геологами. Наибольший интерес представляют статьи А. Уэда [430, 431], Л. Вернера [436], П. Нолса [258, 259] и петрографические заметки Д. Стюарта [396, 397]. Последний принимал участие в обработке материалов экспедиции в качестве петрографа.

По решению конгресса США работы экспедиции были прерваны в 1941 г. в связи с начавшейся мировой войной. Тем не менее был собран большой научный материал, обработка которого, по-видимому, продолжается еще и в настоящее время. Помимо чисто научных отчетов о третьей экспедиции Бэрда помещено большое количество различных статей в научно-популярных журналах и в газетах. На русском языке, за исключением кратких упоминаний в хронике, специальных статей по этому вопросу не было.

Третья экспедиция Р. Бэрда завершила второй этап геологического изучения Антарктиды. За сорок с лишним лет, прошедших с того дня, когда К. Борхгревинк впервые ступил на девственные льды южного материка, круг знаний об Антарктике чрезвычайно расширился. Были открыты южный географический и южный магнитный полюсы, собраны обширные материалы по географии, метеорологии, океанографии, геологии, гляциологии и биологии южной полярной области. Около сорока экспедиций в основном установили контуры южного континента, произвели картографирование значительных участков побережья и отдельных районов внутри страны (в пределах Земли Грэмма, Земли Виктории,

Земли Мэри Бэрд и др.) и выяснили некоторые черты геологического строения значительных пространств южного материка.

В результате проведенных исследований стало возможным говорить о наличии по крайней мере трех крупных структурных элементов южного континента: складчатых зон Западной Антарктиды; платформы Восточной Антарктиды; обширной области интенсивно проявившихся молодых макроколебаний, заключенной между первыми двумя структурными элементами. Эта область включает грандиозный, вероятно крупнейший на нашей планете, горст Земли Виктории и гор Королевы Мод и расположенный вдоль него грабен моря Росса и моря Уэддела.

Весь континент в целом предстал перед глазами геологов в виде чрезвычайно интересного образования, по-видимому, в значительной степени обязанного своим настоящим обликом неотектоническим движениям глобального характера с большой амплитудой.

ТРЕТИЙ ЭТАП ИЗУЧЕНИЯ АНТАРКТИКИ С КОНЦА ВТОРОЙ МИРОВОЙ ВОЙНЫ И ПОНЫНЕ

В годы второй мировой войны исследований в Антарктике не велось. Комитет Дискавери прекратил свою работу, большинство китобойных судов было потоплено.

В начальном этапе войны, пока инициатива находилась в руках немецкого командования, отзвуки боев, происходивших в северном полушарии, докатывались и до антарктических вод. В 1939 г. немецкий линкор «Адмирал граф Шпее» доходил до Фолклендских островов. В 1941 г. немецкие рейдеры базировались на о-ва Кэргулен [19]. К концу войны южные моря, омывающие берега Земли Грэмма, стали ареной нескольких политических демонстраций. Эти демонстрации явились свидетельством того, что борьба за раздел южного континента, начавшаяся в первой четверти нашего столетия, становится все более острой.

Рядом односторонних актов, относящихся еще к 1908 г., 1917, 1923 и 1933 гг. правительство Великобритании огласило область Антарктики между 20° з. д. и 80° з. д., а также сектор моря Росса между 150° з. д. и 160° в. д. британскими владениями. В 1924 г. Франция потребовала для себя Землю Адели и объявила ее государственным заповедником. Норвегия, огласив ряд островов, в том числе открытый Ф. Ф. Беллинсгаузеном о. Петра I, норвежскими владениями, заявила территориальные претензии на сектор Антарктиды, заключенный между 20° з. д. и 44° в. д. Австралия объявила себя ответственной за сектор Антарктиды, ограниченный 44° и 160° в. д.

США в предвоенный период проявляли повышенный интерес к тихоокеанскому квадранту Антарктики (между 80° з. д. и 150° з. д.) — наименее исследованному и по существу единственному сектору, на который до 1940 г. не было определенных территориальных притязаний. Однако, судя по некоторым журнальным статьям [432, 273 и др.] в США пропагандируется идея установления американского господства на всем южном континенте.

В 1942—1944 гг., воспользовавшись тем, что великие державы северного полушария были заняты войной, Аргентина и Чили заявили территориальные претензии на значительные пространства Западной Антарктиды.

В 1942 г. Аргентина объявила принадлежащим ей сектор Антарктики между 25° з. д. и 68°30' з. д. В подкрепление этих требований к берегам Земли Грэмма было направлено гидрографическое судно, посетившее Южные Шетландские острова и архипелаг Пальмера. В ряде мест были проведены гидрографические съемки, а на о. Обмана (Desception Isl) был торжественно поднят аргентинский флаг.

В 1943 г. британское военное судно посетило о. Обмана. Следы аргентинского визита были уничтожены и над островом был поднят британский флаг. Британский флаг был установлен также на о. Сайни (Signy Island), входящим в Южно-Оркнейскую группу. Перед тем, как покинуть Антарктику, британский военный корабль посетил аргентинскую метеостанцию на о. Лори (Laurie Island) — старейшую антарктическую метеостанцию, заложенную В. Брюсом в 1903 г.

Аргентина не осталась в долгу. В том же 1943 г. аргентинское военно-гидрографическое судно снова появилось в водах Антарктики. Цилиндр, в котором находился акт, подтверждавший границы аргентинского сектора Антарктики, был оставлен в Порт-Локрой (архипелаг Пальмера), английская эмблема на о. Обмана была уничтожена и на ее месте водружен аргентинский флаг. Аргентинское судно посетило также место зимовки третьей экспедиции Р. Бэрда в заливе Маргариты и продолжило гидрографические съемки в районе о-вов Мельниор.

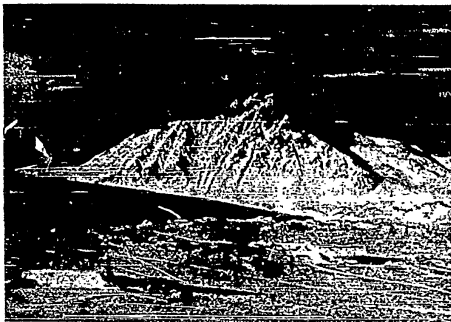


Рис. 4. Британская полярная станция на о. Стоунгтон в заливе Маргариты — западное побережье Земли Грэмса

К концу второй мировой войны с территориальными претензиями на часть спорного сектора выступила и Чили. Вопрос остается открытым до настоящего времени. На «спорной территории» существуют британские, аргентинские и чилийские метеостанции и ведут работы британские, чилийские и аргентинские гидрографические суда и исследователи различных специальностей. Англия предложила передать спор на рассмотрение Международного Арбитража, но Аргентина и Чили противятся этому.

Чтобы упрочить свое господство в Западной Антарктике Великобритания в 1943 г. создала Исследовательское управление колонии Фолклендских островов. Управление было призвано реализовать обширную программу топографических, метеорологических, географических, геологических, биологических и других исследований в Западной Антарктике, рассчитанную на ряд лет. В апреле 1944 г. Управление возобновило научно-исследовательские работы в секторе Фолклендских островов. На Земле Грэмса и окружающих островах была создана сеть метеорологических станций (рис. 4), являющихся одновременно базами, с которых ведутся наземные топографические съемки и геологические исследования. В настоящее время здесь работает около десяти таких станций и в ближайшие годы количество их еще увеличится. Персонал станций сменяется через год.

Политическая активность Управления выражается в уничтожении аргентинских эмблем на антарктическом континенте и островах в пределах спорного сектора, а также в создании почтовых контор и выпуске почтовых марок.

Деятельность исследовательского Управления колонии Фолклендских островов уже нашла отражение в ряде печатных статей. Последние представляют собой ежегодные отчеты¹ Управления [187а] и отдельные журнальные статьи. Геологических материалов пока опубликовано мало. Одной из последних работ является статья Р. Эйди (R. J. Adie), посвященная петрологии пород Земли Грэмса [64]. Работы комитета Дисковери после войны продолжил английский Национальный институт океанографии.

Следует отметить, что для последнего этапа антарктических исследований чрезвычайно характерно сочетание многосторонних научных работ с испытаниями военного оборудования и снаряжения, а также широкое использование при исследованиях персонала и техники военной авиации и военно-морского флота.

После окончания второй мировой войны США организуют одну за другой две крупных военных экспедиции в Антарктику. Эти экспедиции ставили перед собой в качестве основной задачи картографирование побережий южного континента. Силами первой экспедиции были выполнены обширные аэрофотосъемки прибрежной полосы моря и суши вокруг всего континента. Вторая экспедиция провела работы по созданию опорной сети наземных пунктов вдоль берегов восточной Антарктиды.

Первая из этих двух экспедиций работала в течение летнего сезона 1946/47 г. Возглавлял ее Р. Бэрд. Это была четвертая экспедиция Р. Бэрда в Антарктику. Она известна также под названием операции Highjump² Военно-Морского флота США. По количеству использованной техники и персонала это была крупнейшая экспедиция когда-либо посещавшая воды Антарктики. В операции Highjump приняли участие 13 военных судов, в том числе два больших военных ледокола, авианосец, две плавучих базы гидросамолетов и даже подводная лодка. В воздушных операциях были использованы шесть больших гидропланов, шесть крупных военных самолетов обычного типа, четыре вертолета и три легких самолета. Обслуживающий персонал составлял четыре тысячи человек военных моряков, летчиков и солдат.

Экспедиция состояла из трех групп. Две морских оперативных группы, по несколько судов в каждой, работали вокруг континента. Третья группа (наземная) базировалась на «Маленькой Америке» и вела работы внутри материка.

В американской литературе научные достижения антарктической экспедиции 1946—47 г. приравниваются к достижениям всех прежних антарктических экспедиций вместе взятых. Это, без сомнения, чисто американское рекламное преувеличение.

Результаты работ экспедиции значительны, но они сводятся в основном к аэрофотосъемкам прибрежной зоны континента и гидрографическим съемкам прибрежных вод.

Что касается наземных исследований, в том числе и геологических, то их удельный вес был ничтожен и, по-видимому, итог их был даже более скромным, чем результаты каждой из предыдущих экспедиций Р. Бэрда. Не случайно поэтому, что значительных работ, связанных с наземными исследованиями экспедиции 1946/47 г., до сих пор не опубликовано.

Ценность аэрофотосъемок, выполненных в 1946/47 г., заключается в том, что они охватили не только береговую линию континента, но и его

¹ Научные доклады Исследовательского управления колонии Фолклендских островов (Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports). Издаются с 1944 г. В 1955 г. опубликован № 12 Научных докладов.

² Operation Highjump — операция Высокий Прыжок.

внутренние части минимум на 100—150 км от берега. В тихоокеанском квадранте были открыты и сфотографированы обширные территории внутри континента. В общей сложности выполнено более 70 000 аэрофотоснимков, покрывающих площадь свыше 1 млн. кв. км. Был совершен также второй полет к южному полюсу на двух самолетах.

Недостатком аэрофотосъемок явилось почти полное отсутствие наземного обоснования и контроля. Поэтому в американские карты, составленные по данным аэрофотосъемок 1946/47 г., уже пришлось внести ряд поправок. Так, например, крупнейший в мире ледник, якобы спускающийся к морю с плато Восточной Антарктиды на 140° в. д., открытый экспедицией 1946/47 г., уже отсутствует на новой немецкой карте¹ Антарктиды. Ледник этот исчез в результате последних работ французских экспедиций [170]. Оказалось также, что оазисы, открытые с воздуха в 1946/47 г., были показаны на картах весьма неточно. Высотные отметки во многих случаях требуют значительной корректировки.

В целом экспедиция 1946/47 г. имела значение, главным образом, как аэрофотосъемочная, причем картометрическая ценность полученных материалов для многих мест оказалась невысокой.

Научным итогом экспедиции посвящено несколько десятков работ [71], большое количество популярных статей и газетных заметок. Большой очерк о работе экспедиции и ее итогах принадлежит Р. Барду [128]. На русском языке итогом экспедиции посвящена лишь небольшая заметка А. З. Алейнера [2].

Среди изданий, относящихся к работам экспедиции США 1946/47 г., представляют интерес географические статьи Л. Эдварда [71] и Т. Поултера [328], опубликованные в 1950 г., а также статьи по гляциологии Д. Хога (J. D. Hough) и А. Говарда (A. D. Howard).

Д. Хог [242] описал образцы зерна донных отложений моря Росса. Для этих образцов был определен абсолютный возраст радиоактивными методами в геофизической лаборатории института Карнеги в Вашингтоне. Было установлено, что на дне моря Росса залегают морские осадки с примесью моренного материала, накопившиеся в течение большей части плейстоцена, начиная приблизительно с 1,1 млн. лет тому назад. Среди этих отложений две зоны интерпретированы, как межледниковые образования. Последние данные представляют исключительный интерес, ибо они указывают на резкие колебания климата в южном полушарии в течение четвертичного периода, как будто бы соответствующие климатическим колебаниям, установленным для ледниковой эпохи северного полушария.

А. Говард [244, 245] рассмотрел скорость аккумуляции снега и фирна в верхних горизонтах шельфового ледника Росса в окрестностях пос. «Маленькая Америка». Изучение шахты, пройденной во льду А. Уэдом [431] в 1940 г., показало, что за 7 лет на поверхности шельфового ледника Росса накопилось более 4 м фирна. Таким образом, доказано, что формирование шельфового льда происходит также и за счет снега, выпадающего из атмосферы, или приносимого ветрами.

Вторая послевоенная антарктическая экспедиция военно-морского флота США, известная под названием «Операция 39», была проведена в летний сезон 1947/48 г. В этой экспедиции принимали участие два ледокола, гидросамолет, три вертолета и два гренландских вездехода. Обслуживающий персонал составлял более 500 человек. Гражданских специалистов было всего десять человек.

Основной упор был сделан на наземные астрономо-геодезические измерения. Астрономические и геодезические пункты и сети были заложены на Земле Вильгельма II, Земле Королевы Мэри, на о. Хасуэлл (Haswell Island) в море Дейвиса, в оазисе Бангер (Bunger), на берегах

¹ Карта Антарктиды в масштабе 1:4 000 000 на четырех листах. Составлена Г. П. Козаком в 1954 г.

Нокса и Балда на о. Росса, в «Маленькой Америке», на о. Петра I и на о. Стоунингтон. В большинстве этих пунктов были проведены наземные географические, геологические и гляциологические наблюдения, собраны образцы горных пород, выполнены аэрофотосъемки и кино съемки.

Геолог Э. Эйпфель (E. Apfel) высаживался в «оазисе» Бангер, открытым американскими летчиками летом 1946-47 гг. Первое краткое геологическое описание «оазиса» было опубликовано Э. Эйпфелем [72] в декабре 1948 г. По данным этого исследователя «оазис» представляет собой скалистый мелкосопочник, с которого недавно отступил ледниковый покров (рис. 5). Площадь «оазиса» достигает 1000 км², часть ее занята озерами



Рис. 5. Океаническое побережье оазиса Бангера (вид с самолета)
Фото П. С. Воронова с севера

соленой и пресной воды (рис. 6). Значительная часть территории покрыта моренами. «Оазис» находится целиком в пределах области, которую ранее показывали на картах, как часть шельфового ледника Шеклтона. Коренные породы «оазиса» представлены, главным образом, различными гнейсами, сильно переработанными гранитной магмой. В моренах, помимо гнейсов и гранитов, были встречены обломки кристаллических сланцев, а также гиперстенсодержащие породы чернокаймовой серии. Э. Эйпфель считает, что возникновение оазиса было связано со своеобразным ледникового стока в этом районе (выводные ледники с континентального плато «обходят» оазис с запада и востока), с малым количеством осадков в зимние месяцы и с интенсивной солнечной инсоляцией в течение антарктического лета.

Помимо «оазиса» Э. Эйпфелем были проведены геологические наблюдения и собраны коллекции горных пород в ряде пунктов побережья Восточной Антарктиды, расположенных между 90° и 110° в. д. Горные породы этой части побережья по данным Э. Эйпфеля [73] представлены, главным образом, изверженными (граниты, аплиты, лампрофиры, базальты) и метаморфическими (орто- и парагнейсы) разновидностями. Особенно интересны с точки зрения Э. Эйпфеля породы чернокаймовой серии, собранные в моренах и включающие представителей как кислого, так и основного ряда.

Пока опубликовано всего несколько работ, посвященных антарктической экспедиции военно-морского флота США 1947/48 г. Все сообщения носят предварительный характер. По-видимому, обработка материалов еще не закончена.

В 1947—1948 гг. состоялась еще одна американская антарктическая экспедиция под руководством Финна Ронне (Finn Ronne) на корабле «Порт Вомон» («Port Veomont»). Эта экспедиция была укомплектована гражданскими специалистами. Она вела исследования в Западной Антарктике в южной части Земли Грэмма. Для зимовки была восстановлена восточная база экспедиции Антарктической службы США 1940—

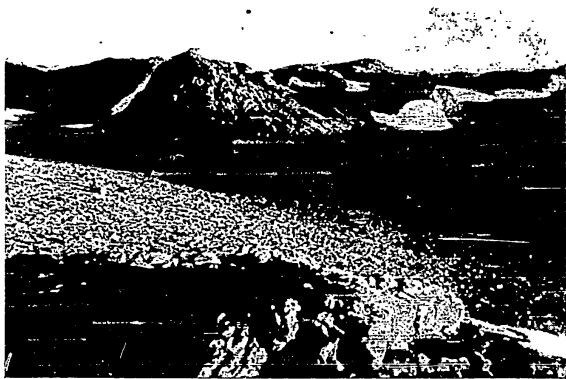


Рис. 6. Вид на озеро Длинное в оазисе Бангера у лагеря № 1 Комплексной экспедиции Академии наук СССР. Фото П. С. Воронова

1941 гг. в заливе Маргариты. Исследования на этой базе были координированы с работами, проводившимися на расположенной по соседству наиболее южной станции Исследовательского управления колонии Фолклендских островов.

Важнейшим географическим достижением экспедиции Ф. Ронне явилось открытие шельфового ледника Ласситера и Земли Эдит Ронне, окаймляющих южную часть моря Уэдделла. Это были последние значительные участки побережья южного континента, неизвестные человеку. Во время полетов с пилотом Ласситером Ф. Ронне удалось достигнуть в этом районе 79° с. ш. На новооткрытой территории было совершено несколько посадок и проведены наземные исследования. По материалам аэрофото съемок удалось уточнить контуры побережья моря Уэдделла в южной части Земли Грэмма.

Во время зимовки изучалась сейсмичность Земли Грэмма. Для этой цели была создана сейсмическая станция в заливе Маргариты, действовавшая с мая 1947 г. по февраль 1948 г. Бюллетень станции был опубликован в 1950 г. А. Томпсоном [407].

По материалам экспедиции Ф. Ронне уже издан целый ряд работ. Крупнейшей из них является книга самого Ф. Ронне «Завоевание Антарктики» [360], изданная в 1949 г. в Нью-Йорке. Книга носит характер

очерка, она богато иллюстрирована картами, фотографиями и аэрофотографиями.

С 1948 г. начато издание кратких предварительных отчетов о научных результатах экспедиции Ф. Ронне. В выпуске шестом [305] Р. Нихольсом (R. D. Nichols) кратко изложены основные черты геологического строения территории, примыкающей к заливу Маргариты, в значительной мере повторяющие описание П. Нолса [258].

Экспедиция Ф. Ронне, подобно двум уже рассмотренным послевоенным экспедициям военно-морского флота США, важна с точки зрения картографирования еще неизученных частей континента.

В 1947 г. состоялись также чилийская и аргентинская военные экспедиции к западному побережью Земли Грэмма. Чилийская экспедиция на двух судах под командованием капитана Ф. Торо (F. G. Toro), посетила Южные Шетландские острова, где на о. Гринвич была создана постоянная чилийская метеорологическая станция и залив Маргариты. Этой экспедиции посвящено несколько статей на испанском языке, в том числе вышедшая в конце 1947 г. большая работа О. Вила Лабра (O. Vila Labra), содержащая общий обзор Антарктики и отчет о чилийской экспедиции 1947 г. [423].

В аргентинской экспедиции 1947 г. принимали участие шесть военных судов, под командованием лейтенанта Наду (Nadou). Была создана метеорологическая станция на о-вах Мельхиор и посещены о. Обмана, Порт Локрой и залив Маргариты. В 1948 г. на испанском языке была опубликована статья Л. Гарсиа (Luis Garcia), кратко излагающая результаты этой экспедиции [191].

В последующие годы аргентинские и чилийские военные суда каждый летний сезон посещали антарктические воды для смены зимовщиков, создания новых метеорологических станций и выполнения гидрографических съемок.

В 1948 г., подкрепляя акт окончательного захвата о. Обмана, Аргентина провела большие военно-морские маневры вблизи берегов Земли Грэмма. Во время маневров, в которых участвовало восемь крупных кораблей, были торжественно подтверждены территориальные претензии Аргентины на антарктический сектор. Все это происходило в тот период, когда в водах, омывающих западные берега Земли Грэмма работали британская, чилийская и военная американская экспедиции.

В сезон 1951/52 г. состоялась семнадцатая по счету аргентинская антарктическая экспедиция, также осуществленная силами военно-морского флота. Были проведены океанографические и гидрографические исследования, а также заменены зимовщики на метеостанциях. Как заявил бывший президент Аргентины генерал Перон, эта экспедиция положила начало освоению аргентинской зоны Антарктики. Результатам 17-й антарктической экспедиции посвящена статья П. Бланка (P. Blanca), опубликованная в 1953 г. на немецком языке [108]. Суммируя результаты многолетних метеорологических, океанографических и геодезических работ, проведенных военно-морскими силами Аргентины в Южном полярном бассейне, П. Бланка указывает на необходимость геологического изучения островов и континента в аргентинском секторе Антарктики с целью поисков и разработки различных полезных ископаемых.

В 1953 г. начала работать новая аргентинская метеостанция на о. Обмана. В январе 1955 г. Аргентина организовала научную станцию на берегу моря Уэдделла в 1300 км от Южного полюса. Это наиболее южная из аргентинских антарктических станций. Ледокол, доставивший персонал и оборудование станции, вынужден был преодолеть более 1500 км морских льдов. В настоящее время Аргентина имеет в Антарктике восемь научных станций, ведущих главным образом метеорологические наблюдения.

В 1947 г. была организована постоянная Австралийская антарктическая экспедиция (А. Н. А. Р. Е.)¹. Ее первым мероприятием явилось создание метеорологической и магнитной станции на о-вах Макуори и Хёрд. Суда этой экспедиции («Wyatt Earp» и «ST3501») в 1948 г. выполнили ряд океанографических исследований в австралийском и африканском секторах Антарктики и посетил о-ва Кэррулен.

В 1947 г. Франция попыталась развернуть исследования на Земле Адели. Предполагалось создать базу на одном из доступных участков побережья и вести там научные наблюдения в течение нескольких лет. В 1947 г. экспедиция под руководством Андре Лиотара (André F. Liotard) покинула Брест. Однако, в первые годы осуществить высадку в запланированном месте не удалось. Только в 1950 г. был найден участок берега, свободный ото льда, где была организована полярная станция. Пункт этот, названный Порт Мартен (Port Martin), находится на 66°50' ю. ш. и 141°25' в. д. Метеостанция Порт Мартен просуществовала более двух лет и на ней дважды сменился персонал зимовщиков. Среди зимовщиков были и геологи. В январе 1952 г. вся база была уничтожена пожаром и экспедиция возвратилась во Францию.

В предварительных отчетах экспедиции [170] и в Докладах французской Академии наук² уже опубликовано несколько статей о геологии и гляциологии побережья Земли Адели.

Г. Хертбиз (G. Heurtbize) в своих двух небольших статьях [236, 237], появившихся в 1952 г., указывает, что более ранние сведения о геологическом строении Земли Адели, собранные экспедицией Д. Моусона, полностью подтвердились. Триста километров побережья Земли Адели представляют собой преимущественно крутой ледяной обрыв континентального ледникового покрова, полого поднимающийся по направлению к Южному полюсу. Лишь кое-где из-под льда выступают скалистые мысы, а также мелкие острова, обычно являющиеся продолжением мысов в море. Одним из таких окруженных мелкими островами мысов является Порт Мартен. Скальные выходы в его окрестностях сложены гнейсами, мигматизированным гранитным материалом.

Г. Хертбиз отмечает, что гнейсы и граниты Порт Мартена тесно связаны друг с другом серией переходных разновидностей и представляют часть единого гранитизированного комплекса, в котором гранит является наиболее переработанной составной частью.

В Порт Мартене, также как и в других участках побережья Земли Адели, простирание сланцеватости гнейсов преимущественно северо-восточное, или северо-северо-восточное при углах падения близких к 90°.

В западной части Земли Адели преобладают мигматизированные гнейсы и анатексические граниты, в восточной — скальные образования сложены преимущественно гранатовыми гнейсами, в которых гранат встречается от мельчайших зерен до кристаллов, достигающих нескольких сантиметров в поперечнике. Гранатовые гнейсы характеризуются полным отсутствием калиевых полевых шпатов, малым количеством кварца и обилием андезина (№ 30—35). На мысе Геологии среди гранатовых гнейсов была встречена зона корднеритовых и силлиманитовых гнейсов.

О геологическом строении внутренних частей Земли Адели Хертбиз судит только по составу морен. Среди моренных выносов он отмечает гнейсы, крупнозернистые граниты, диориты, амфиболиты, изредка слюдяные кристаллические сланцы и метаморфизованные известняки. В большом количестве среди моренного материала были встречены обломки почти не метаморфизованных красноватых тонкозернистых песчаников. Обилие последних свидетельствует об их близком коренном залегании. Таким образом, можно предполагать, что породы кристаллического до-

¹ А. Н. А. Р. Е. — Australia National Antarctic Research Expedition

² С. R. Acad. Sc., т. 234, № 13, № 22, 1952.

кембрийского основания уже на небольшом расстоянии от побережья Земли Адели перекрыты осадочной серией типа серии Бэкон.

Работам французских экспедиций 1947—1952 гг. посвящено несколько десятков изданий, главным образом на французском языке. На русском языке имеется лишь краткая заметка В. А. Токарева [56], опубликованная в 1948 г. в журнале «Природа» и касающаяся планов геологического изучения Земли Адели.

В 1955 г. во Франции была издана топографическая карта прибрежной части Земли Адели в масштабе 1 : 1 000 000. В связи с подготовкой к проведению Международного Геофизического года в 1955 г., Франция возобновила работы в Антарктике. Новая французская полярная станция на Земле Адели создана на мысе Геологии.

С 1949 по 1952 гг. в западной части Земли Королевы Мод работала британско-шведско-норвежская экспедиция под руководством Д. Жавера (John Gaver). Экспедиция отправилась из Лондона на судне «Норсель» в ноябре 1949 г. В феврале 1950 г. ей удалось высадиться на прибрежных льдах в западной части Земли Королевы Мод. Прямо на льду была построена база экспедиции — Модхейм (70°21,6' ю. ш. и 10°55,5' з. д.). В январе 1951 г. базу Модхейм посетили директор норвежского Полярного института проф. К. Свердруп и представитель британского Полярного института им. Скотта — Робертс.

В феврале 1952 г. экспедиция возвратилась в Европу. Исследования велись, главным образом, между 12° з. д. и 3° в. д. и между 71°08' и 73°40' ю. ш. и включали обширный комплекс фотограмметрических, геодезических, геологических, геофизических, гляциологических и других работ, выполненных в сравнительно короткие сроки. Форсированные темпы работы, видимо, явились причиной ряда несчастных случаев и гибели нескольких участников экспедиции.

Аэрофотосъемка с наземным обоснованием была выполнена на площади более 400.000 км². Были уточнены и исправлены немецкие карты, составленные по материалам экспедиции А. Ритшера (1938/39 г.). К настоящему времени опубликована только часть материалов, причем работы носят характер предварительных сообщений. Наибольший интерес представляют статьи геолога экспедиции Э. Рутса (E. F. Roots) и статьи по гляциологии Б. Робертса (B. Roberts) и Г. Робэна (G. Robin), опубликованные в 1951—1954 гг.

Геологические исследования пунатаков и обнаженных гребней хребтов внутри страны показали, что район сложен мигматизированными докембрийскими гнейсами и кристаллическими сланцами, прорванными гранитами. Докембрийский фундамент местами перекрыт почти горизонтально залегающими слабо метаморфизованными песчаниками и сланцами, напоминающими серию Бэкон. Констатировано широкое развитие региональных молодых сбросов с близким к меридиональному простиранием, образующих ступенчатую структуру, спускающуюся к западу, в сторону депрессии моря Уэдделла.

Блоковая структура гор Земли Королевы Мод напоминает структуру горста Земли Виктории. По мнению Э. Рутса эти две структуры могут соединяться, где-то в центральной, еще неисследованной части континента, отделяя обширный приподнятый массив Восточной Антарктиды от депрессии Росса-Уэдделла.

Сейсмическое зондирование выполненное от базы Модхейма в юго-восточном направлении вдоль трассы длиной около 700 км показало (рис. 7), что в этой части континента под мощным ледниковым покровом находится интенсивно расчлененный рельеф (рис. 8), напоминающий фьорды восточного побережья Гренландии.

Максимальная мощность льда на материковом плато оказалась равной 2380 м, а в фьордах, сплошь затопленных льдом, она достигала 2000 м. В северной части исследованной площади мощная толща льда

покоится на более или менее ровном основании, расположенном ниже уровня моря.

Опубликованные данные, даже при их предварительном характере, выдвигают британско-шведско-норвежскую экспедицию 1949—1952 гг. на одно из первых мест среди антарктических экспедиций послевоенного этапа.

В 1954 г. австралийская экспедиция на корабле «Криста Дан», возглавляемая директором Антарктического отдела Министерства Иностранных дел Австралии Ф. Лоу (F. Law) высадилась на Земле Мак-Робертсона. Здесь на берегу небольшой бухты, окруженной скалистыми выходами

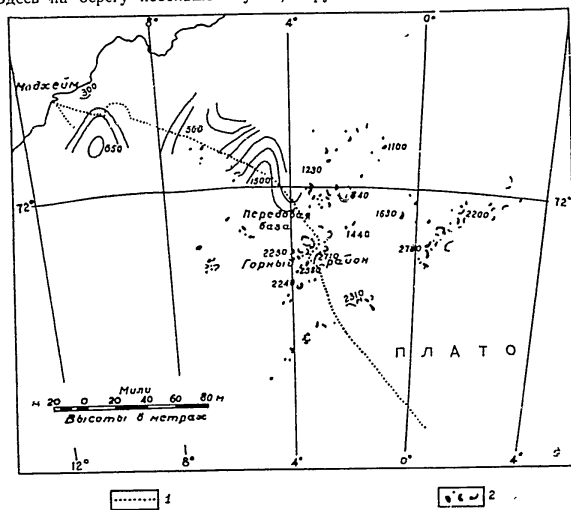


Рис. 7. Схема трассы сейсмического зондирования, проведенного Норвежско-Британско-Шведской экспедицией 1949—1952 гг. в западной части Земли Королевы Мод
1 — трасса сапного маршрута и сейсмического зондирования; 2 — выходы коренных пород

коренных пород, была создана южно-полярная станция Моусон (67°36' ю. ш. и 62°53' в. д.). На этой станции в 1954 г. было оставлено десять человек зимовщиков (в том числе геолог) с заданием вести метеорологические, гравиметрические, магнитные и геологические исследования. На обратном пути в Австралию Ф. Лоу осмотрел ряд пунктов побережья Ларса Кристенсена и Ингрид Кристенсен.

В 1955—56 гг. Ф. Лоу снова посетил на судне «Криста Дан» станцию Моусон для смены зимовщиков и обследовал ряд пунктов побережья. В настоящее время станция Моусон расширена и количество зимовщиков увеличено. Станция Моусон является ближайшим соседом советской обсерватории и пос. Мирный.

Опубликованные материалы австралийских антарктических экспедиций 1954—1956 гг. пока исчерпываются только информационными статьями Ф. Лоу, в которых геологические данные почти отсутствуют.

В 1954/55 г. в Антарктике побывала американская экспедиция на ледоколе «Атки». Экспедиция находилась в водах южного полярного бассейна около шести недель и посетила море Росса, южную часть Тихого океана и море Уэдделла. Объектом исследования было побережье Антарктиды от 180-го меридиана к востоку на протяжении почти 12.000 км. В программе исследований большое место было уделено наблюдению за космическими лучами. Велись также измерения температуры воды, толщины льда, аэрофотосъемки и картографические работы.

Плавание «Атки» явилось подготовкой к крупной американской антарктической экспедиции, которая планируется США в 1955—1958 гг. в связи с выполнением программы работ Международного Геофизического года.

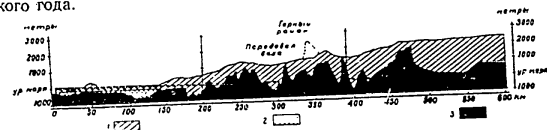


Рис. 8. Профиль по трассе сейсмического зондирования, проведенного Норвежско-Британско-Шведской экспедицией 1949—1952 гг. в западной части Земли Королевы Мод
1 — мор., 2 — плато, 3 — коренные породы. Вертикальный масштаб увеличен в 20 раз по сравнению с горизонтальным

В заключение краткого очерка истории изучения Антарктики необходимо отметить, что с 1946 г. в водах южного полярного бассейна ежегодно работает советская китобойная флотилия «Слава». Помимо охоты на китов во флотилии ведутся океанографические, метеорологические, биологические исследования. Уже опубликован целый ряд научных статей [17, 54, 55] и научно-популярных очерков [23, 32], основанных на материалах, собранных исследовательской группой флотилии. Весной 1956 г. флотилия «Слава» возвратилась из своего десятого рейса в Антарктику.

В январе 1956 г. на побережье Восточной Антарктиды, вблизи места, где в 1912 г. зимовала западная группа австралийской экспедиции Д. Моусона, высадились участники комплексной антарктической экспедиции Академии наук СССР, которую возглавляет доктор географических наук М. М. Сомов. 12 февраля над поселком и обсерваторией Мирный был торжественно поднят государственный флаг СССР.

Основной целью советской антарктической экспедиции в 1956 г. была подготовка к работам III Международного Геофизического года.

В течение первого летнего сезона, помимо выгрузки и строительства, был проведен целый ряд важных исследовательских работ [28, 29]. Аэрофотосъемкой была покрыта большая часть побережья советского сектора исследований к западу и востоку от пос. Мирного. Были совершены дальние полеты к геомагнитному полюсу и в сторону полюса относительной недоступности. Уточнена топография побережья и отдельных участков внутри страны. Геолог экспедиции проф. О. С. Вялов [24] и доцент П. С. Воронов провели ряд геологических маршрутов в окрестностях пос. Мирного, в оазисе Бангер, на горе Гаусса и в районе четырех нунатков южнее Мирного. Ведутся метеорологические, геофизические, гляциологические наблюдения.

Уже в начале антарктической осени в мае 1956 г. был организован первый внутриконтинентальный форпост — станция Пионерская на плато в 400 км от пос. Мирного. На ней зимовала группа советских исследователей. 15 октября 1956 г. начала работать новая научная станция советской комплексной экспедиции. Она создана в 360 км к востоку от глав-

ной базы в оазисе Бангер. На новой станции будут производиться метеорологические, географические, геологические и биологические исследования.

Следует отметить, что район советского сектора исследований до прибытия комплексной экспедиции Академии наук СССР посещался только в нескольких точках побережья. Внутренние его части, на расстоянии свыше 100—150 км от берега не только не изучены в какой-либо степени, но вообще никогда ранее не наблюдались человеком.

В западной части сектора в 1902 г. зимовала немецкая экспедиция Э. Дригальского, участником которой открыли и исследовали гору Гаусса. В центральной части несколько маршрутов вдоль побережья совершили в 1912 г. члены западной группы экспедиции Д. Моусона. Отдельные точки побережья были посещены в 1930 г. участниками экспедиции BANZARE (которую также возглавлял Д. Моусон). В 1946/47 г. в прибрежной зоне была произведена аэрофотосъемка во время операции «Highjump», а в 1947/48 г. в отдельных точках побережья и в оазисе Бангер выполнены астрономические и геодезические измерения и произведены геологические исследования участками «операции 39». Материалы двух последних операций по существу не опубликованы.

Перед советскими исследователями Антарктиды простирается широчайшее поле деятельности; в 1956 г. уже сделаны первые интересные и важные открытия.

КАРТОГРАФИЧЕСКИЕ МАТЕРИАЛЫ И БИБЛИОГРАФИЯ

Подробная сводка картографических материалов по Антарктике дана в диссертации А. Э. Алейнера [4]. Последняя, наиболее полная карта Антарктиды была составлена Г. П. Козаком (Kozak H. P.) и опубликована в 1954 г. в качестве приложения к 3-му выпуску Географического общества [261, 263, 263а]. Карта эта отражает результаты всех новейших экспедиций по состоянию на 1 октября 1953 г. Она составлена в стереографической проекции на четырех листах; масштаб по параллели 71° ю. ш. 1 : 4 000 000.

В 1955 г. по этой карте в СССР была составлена бортовая карта Антарктиды в масштабе 1 : 3 000 000 на шести листах, являющихся по существу увеличением карты П. Козака. Соответствующие листы бортовой карты Антарктиды явились тем основным картографическим материалом, с которым начали полевые исследования картографическими материалами антарктической экспедиции участники Комплексной антарктической экспедиции Академии наук СССР.

Схема фототопографической изученности Антарктиды дана на рис. 9. На ней отражено состояние изученности на конец 1955 г., т. е. без учета тех работ, которые были выполнены в Антарктиде в летний сезон 1955/56 г., в том числе фототопографических работ, проведенных в пос. Мирном.

Наиболее полный библиографический справочник по Антарктике [71] был издан в 1951 г. в США. Справочник этот содержит ссылки на большинство важнейших работ, опубликованных до 1 февраля 1951 г. Вместе с работами, вышедшими в свет после февраля 1951 г., общее количество статей и книг, посвященных Антарктике, достигает 6000 названий.

Библиография 1951 г. содержит свыше 5500 ссылок, размещенных в 38 разделах. Геологические материалы отнесены к разделу геофизических наук, насчитывающему свыше 1100 названий. В нескольких разделах по географическим наукам дается около 3000 ссылок на различные статьи и книги.

С 1951 г. в Сан-Яго (Чили) начал издаваться Международный библиографический справочник по Антарктике [105а]. Уже опубликовано несколько выпусков этого справочника.

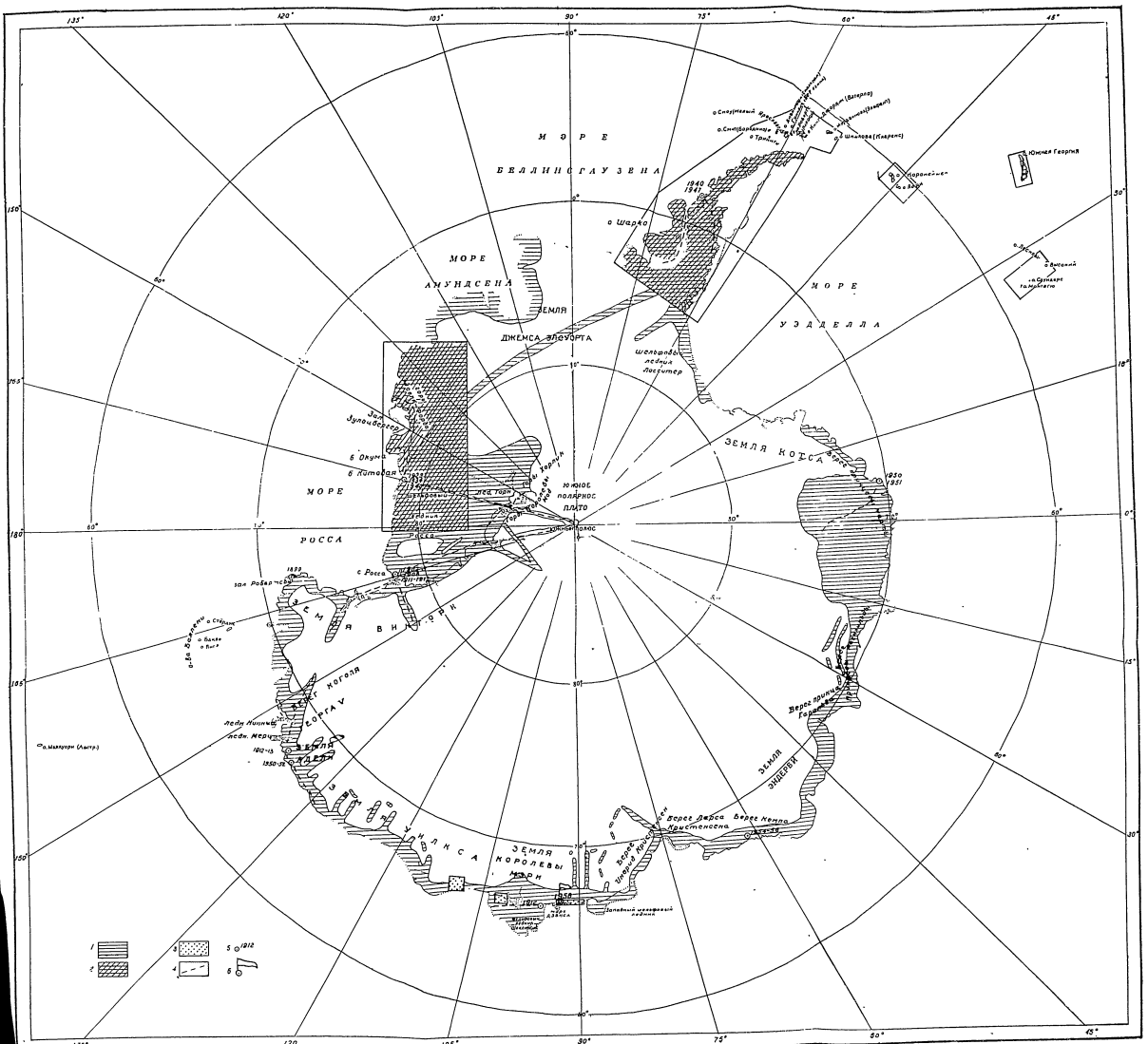


Рис. 9. Схема научности Антарктики, составленная с использованием данных до 1955 г. включительно
1 — области, изученные преимущественно по аэрофотограмметрическим и аэрофотограмметрическим материалам; 2 — области, изученные по аэрофотограмметрическим материалам, исследованным по результатам экспедиции, осуществленной в 1955 г. экспедицией на корабле «Облава» 50-го полярного флота США в 1955 г.; 3 — восточные части материка; 4 — место и год открытия; 5 — Исландия; 6 — Исландия.

Сводных работ по геологии Антарктиды на русском языке нет. Краткие геологические обзоры и геотектонические схемы даны в работах А. Д. Архангельского [9], В. В. Белоусова [10], Д. И. Мушкедова [42] и в статье Д. Г. Панова [44].

Географические обзоры Антарктики, носящие характер научно-популярных очерков, имеются в работах В. Х. Буйницкого [16], В. Ф. Бурханова [19], С. Г. Григорьева [26] и С. В. Калесника [34].

За границей последнее наиболее полное географическое описание Антарктики дано в обширной монографии Г. П. Козака [263а], опубликованной в Гейдельберге в 1955 г.

Крупных сводных работ по геологии Антарктиды пока нет и за границей. Одна из наиболее подробных ранних сводок, принадлежащая перу О. Норденшельда [309], в настоящее время представляет лишь исторический интерес. Кратких же обзоров геологического строения Антарктиды в иностранной литературе имеется много. Из их числа за последние 15—20 лет были опубликованы обзорные геологические статьи Г. Тейлора [405], А. Уэда [428], Р. Фейербриджа [172].

Одна из последних сводных работ об Антарктике опубликована в 1952 г. в Веллингтоне (Новая Зеландия). Это сборник статей «Антарктика сегодняшнего дня» [376], составленный под редакцией журналиста Ф. А. Симпсона. В сборнике имеется статья Р. Фейербриджа [174] о геологии антарктического континента, кратко суммирующая основной геологический материал, накопленный к 1952 г.

ИССЛЕДОВАНИЯ, ПЛАНИРУЕМЫЕ В АНТАРКТИКЕ В СВЯЗИ С ПОДГОТОВКОЙ И ПРОВЕДЕНИЕМ МЕЖДУНАРОДНОГО ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ГОДА

К 1955 г. только Австралия, Аргентина, Великобритания и Чили имели постоянные полярные станции в Антарктике. Резкое расширение исследований началось с конца 1955 г. в связи с подготовкой Международного Геофизического года.

В работах 1957/58 г. Международного геофизического года исследованиям в южной полярной области отведено значительное место. Одинадцать стран — Аргентина, Австралия, Англия, Новая Зеландия, Норвегия, СССР, США, Чили, Франция, Южно-Африканский Союз и Япония — планируют научно-исследовательские работы в Антарктике и в субантарктике. К началу Международного геофизического года на южном континенте и на окружающих его островах должно быть создано около пятидесяти научных станций (рис. 10).

Размах деятельности стран, участниц работ Международного геофизического года в Антарктике, естественно будет различным. Наиболее крупные исследования будут проведены СССР, США и Великобританией.

Советский Союз планирует создание в Антарктиде трех основных станций. Первая из них — обсерватория Мирный уже работает (рис. 11). Вторая станция — Восток будет располагаться вблизи южного геомагнитного полюса. Ее ориентировочные координаты — 78° ю. ш. и 102° в. д. По направлению к месту расположения этой станции уже создан форпост-станция Пионерская. Она находится на 69°41' ю. ш. и 95°30' в. д. на высоте 2700 м над уровнем моря. Третья станция — Советская будет расположена вблизи полюса относительной недоступности. Ее предполагаемые координаты 82° ю. ш. и 55° в. д. 15 октября 1956 г. создана еще одна вспомогательная станция «Оазис» на территории оазиса Бангер. Смена зимовщиков обсерватории Мирный произведена в конце 1956 г. Начальником второй Антарктической экспедиции назначен известный полярный исследователь Герой Социалистического Труда А. Ф. Трешников. В качестве геологов в ней приняты

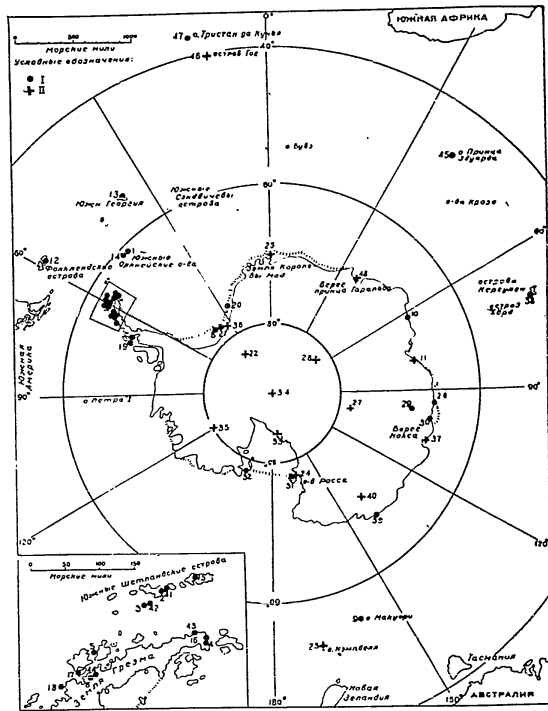


Рис. 10. Существующие и создаваемые по программе Международного геофизического года научные станции в Антарктике

1 — станции, уже существующие и ведущие исследования (на октябрь 1960); 11 — станции, создаваемые в 1957—1958 гг. Аргентина: 1 — «Орландо», о. Лорн; 2 — «Тенненте Камара», о. Халлер Муни; 3 — «Денешен», о. Денешен; 4 — «Эсперанса», залив Хоп Бэй; 5 — «Мелькиор», о. Гамма; 6 — «Аль-Жамиль», о. Денешен; 7 — «Генерал Сан-Мартен», о. Барри; 8 — «Генерал Бельграно», мыс Бранч; 9 — «Параиз Харбор», о. Барри; 10 — «Манури», о. Барри; 11 — район Вестфала Хилс (около 78° ю. ш., 38° з. д. Австралия); 12 — о. Макурри; 13 — о. Мюссон; 14 — район Вестфала Хилс (около 78° ю. ш., 38° з. д. Австралия); 15 — о. Макурри; 16 — о. Мюссон; 17 — район Вестфала Хилс (около 78° ю. ш., 38° з. д. Австралия); 18 — о. Макурри; 19 — о. Мюссон; 20 — о. Макурри; 21 — о. Мюссон; 22 — на континенте в 500 км к югу от Шектона; 23 — о. Макурри; 24 — о. Макурри; 25 — о. Макурри; 26 — о. Макурри; 27 — о. Макурри; 28 — о. Макурри; 29 — о. Макурри; 30 — о. Макурри; 31 — о. Макурри; 32 — о. Макурри; 33 — о. Макурри; 34 — о. Макурри; 35 — о. Макурри; 36 — о. Макурри; 37 — о. Макурри; 38 — о. Макурри; 39 — о. Макурри; 40 — о. Макурри; 41 — о. Макурри; 42 — о. Макурри; 43 — о. Макурри; 44 — о. Макурри; 45 — о. Макурри; 46 — о. Макурри; 47 — о. Макурри; 48 — о. Макурри; 49 — о. Макурри; 50 — о. Макурри; 51 — о. Макурри; 52 — о. Макурри; 53 — о. Макурри; 54 — о. Макурри; 55 — о. Макурри; 56 — о. Макурри; 57 — о. Макурри; 58 — о. Макурри; 59 — о. Макурри; 60 — о. Макурри; 61 — о. Макурри; 62 — о. Макурри; 63 — о. Макурри; 64 — о. Макурри; 65 — о. Макурри; 66 — о. Макурри; 67 — о. Макурри; 68 — о. Макурри; 69 — о. Макурри; 70 — о. Макурри; 71 — о. Макурри; 72 — о. Макурри; 73 — о. Макурри; 74 — о. Макурри; 75 — о. Макурри; 76 — о. Макурри; 77 — о. Макурри; 78 — о. Макурри; 79 — о. Макурри; 80 — о. Макурри; 81 — о. Макурри; 82 — о. Макурри; 83 — о. Макурри; 84 — о. Макурри; 85 — о. Макурри; 86 — о. Макурри; 87 — о. Макурри; 88 — о. Макурри; 89 — о. Макурри; 90 — о. Макурри; 91 — о. Макурри; 92 — о. Макурри; 93 — о. Макурри; 94 — о. Макурри; 95 — о. Макурри; 96 — о. Макурри; 97 — о. Макурри; 98 — о. Макурри; 99 — о. Макурри; 100 — о. Макурри.

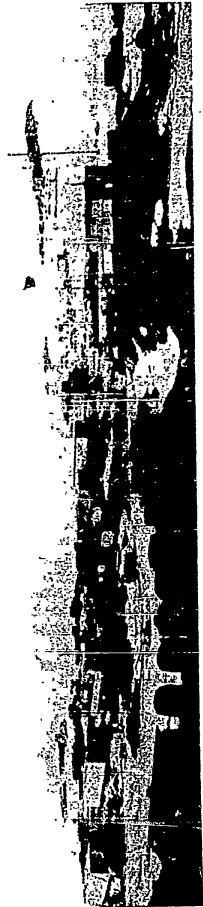


Рис. 11. Поселок Мирный. Фото Ю. С. Глобовского

участие совместно с работавшим в первом составе доцентом П. С. Вороновым доктор геолого-минералогических наук М. Г. Равич, а также геологи Л. В. Климов и Д. С. Соловьев.

США предполагают создать в Антарктиде семь станций: три основных — научных, которые будут вести исследования по программе Международного геофизического года и четыре вспомогательных. Расположение основных научных станций будет следующее: «Маленькая Америка 5» — в восточной части шельфового ледника Росса, в 7 км к югу от залива Кайман¹; «Станция Бэрда» на Земле Мэри Бэрд; «Станция Южного географического полюса».

Вспомогательные станции будут располагаться: близ устья Бэрдморского ледника (для связи с научной станцией Южного полюса), на о. Росса, на Земле Котса и на берегу Нокса. Три последние станции будут играть роль оперативных баз.

Станция «Маленькая Америка 5» в январе 1956 г. уже приступила к работе. Контингент первой партии зимовщиков составил здесь 76 человек. В декабре 1955 г. начала работу и вспомогательная станция на о. Росса на берегу пролива Мак-Мурдо. Здесь осталось зимовать 90 человек. В конце декабря 1955 г. на эту базу из Новой Зеландии благополучно перелетели четыре самолета, совершив беспосадочный полет по трассе длиной более 3700 км. Это был первый в истории антарктических исследований перелет самолетов на южный континент: до 1955 г. самолеты доставлялись в Антарктику судами. Базируясь на о. Росса, американские самолеты совершили ряд далеких полетов. Наиболее выдающимся из них явился беспосадочный трансантарктический перелет от залива Мак-Мурдо до моря Уэдделла и обратно. Расстояние в 6300 км было покрыто за 19,5 час. Полеты, как правило, сопровождался аэрофото-съемками и геофизическими наблюдениями.

Попытка выбрать место для «Станции Бэрда» в начале 1956 г. не увенчалась успехом. Отправленная из «Маленькой Америки 5» партия тракторов, поддерживаемая одномоторным самолетом, смогла добраться только до плато Рокфеллера. Из-за поломки тракторов людской персонал рекогносцировочной группы вынужден был возвратиться на основную базу. Предполагается, что «Станция Бэрда» будет создана в конце 1956 г. Четыре остальные американские базы будут созданы к течению 1957 г. В 1955/56 г. в операциях по созданию двух первых американских антарктических баз Международного геофизического года участвовало семь судов, в том числе три ледокола. Возглавлял работы адмирал Р. Бэрд.

Великобритания намечает проведение исследовательских работ в секторе Фолклендских островов силами уже существующих и вновь создаваемых станций. Кроме того, планируется наземное пересечение Антарктиды от берегов моря Уэдделла через область Южного географического полюса с выходом к проливу Мак-Мурдо. Трансантарктическая экспедиция, идея которой принадлежит еще В. Брюсу, и которую не удалось осуществить в годы первой мировой войны Э. Шеклтон, по-видимому, явится одним из интереснейших антарктических мероприятий Международного Геофизического года. Экспедиция была организована летом 1955 г. Возглавляет ее известный исследователь Антарктики, в прошлом сотрудник Исследовательского управления колонии Фолклендских островов, геолог доктор В. Э. Фукс. Будучи рекламирована как национальное мероприятие, экспедиция финансируется правительствами Великобритании, Австралии, Новой Зеландии и Южной Африки и подпиской общественности.

¹ 50 км к востоку от «Маленькой Америки 4» — наземной базы американской операции «Highjump» 1946/47 г.

Более 2800 км предстоит пройти трансантарктической экспедиции по почти неисследованным ледяным просторам южного континента. Особенно интересна первая половина трассы между побережьем моря Уэдделла и Южным полюсом, представляющая собой «белое пятно», в наиболее полном значении этого слова. Необычайные трудности, которые предстоит преодолеть экспедиции, будут в какой-то степени облегчены тем, что к моменту достижения ею Южного полюса там уже должна будет функционировать американская научная станция, сотрудники которой смогут оказать экспедиции необходимую помощь.

Трансантарктическая экспедиция будет состоять из двух партий. Основная партия, возглавляемая В. Э. Фуксом, на вездеходах и собаках при поддержке самолетов, начнет пересечение от берегов моря Уэдделла. Вспомогательная партия под руководством Эдмунда Хиллари двинется навстречу основной партии от пролива Мак-Мурдо. Одной из основных задач вспомогательной партии явится доставка провианта и горючего для основной партии. Предполагается, что обе группы встретятся в районе горы Альберта Маркхэма на Земле Викторнии и вместе возвратятся к проливу Мак-Мурдо. Вездеходы, даже если они доберутся до места встречи партий, по-видимому, придется там оставить, ибо мало вероятно, чтобы они смогли спуститься с Полярного плато по крутым глубоким долинам гор Земли Викторнии через трещины и ледопады.

В начале 1956 г. на ледоколе «Терон» (Theron), с громадным трудом пробившимся через льды моря Уэдделла, были доставлены в залив Вессел (Vahsel) к восточному краю шельфового ледника Фильхнера оборудование и участники первой зимовочной группы британской трансантарктической экспедиции. 30 января 1956 г. удалось выбрать место для базы экспедиции — станции Шеклтон. После окончания разгрузки В. Э. Фукс с частью сотрудников возвратился на «Тероне» в Англию. В 1956 г. на станции Шеклтон зимовало восемь человек, но геолога среди них не было.

В начале 1956 г. была произведена также рекогносцировка в районе пролива Мак-Мурдо с целью выбора места базы вспомогательной партии. Рекогносцировочная группа из трех человек, в числе которых находился геолог Б. Гунн (B. Gunn), возвратилась в середине февраля в Новую Зеландию на американском военном ледоколе «Глетчер». Место базы для вспомогательной партии окончательно пока не выбрано.

Вся программа работ Трансантарктической экспедиции рассчитана на три сезона. В 1956/57 г. партия, зимующая в Шеклтоне, должна создать вспомогательную станцию на пути к полюсу в 500 км южнее залива Вессел. Одновременно вспомогательная партия Е. Хиллари должна построить базу в проливе Мак-Мурдо и разведать путь на Южно-Полярное плато. Пересечение континента намечено на летний сезон 1957/58 г.

На базах и во время трансантарктического путешествия будут проводиться научные исследования, главным образом, метеорологические, сейсмические и геологические. Вдоль всей трассы похода основной партии будет произведено сейсмическое зондирование ледяного покрова.

Помимо станции Шеклтон Великобритания организовала в начале 1956 г. в восточной части моря Уэдделла на побережье Земли Котса еще одну научную станцию, которая будет работать по программе Международного геофизического года. Это — станция Антарктической экспедиции Королевского научного общества. Место для нее было выбрано в заливе Хеллей (75°36' ю. ш. и 26°41' з. д.). В предварительном сообщении [249] указано, что выходы коренных пород вблизи станции отсутствуют, однако предполагается, что она расположена на шельфовом льду, лежащем на грунте. К востоку от станции вглубь материка ледяной щит постепенно повышается. В 1956 г. на станции Хеллей зимовало 10 человек, геолога среди них не было.

Франция предполагает создать на антарктическом континенте для выполнения программы Международного Геофизического года две научных станции. Одна из них уже организована в начале января 1956 г. на Земле Адели у мыса Геологии и ведет наблюдения. На этой станции в 1956 г. зимовали 14 человек. В конце 1956 г. зимовщики должны создать и вторую станцию в районе Южного магнитного полюса. Главные партии французской экспедиции придут в начале 1957 г. Работы запланированы до конца 1958 г., со сменой главных партий в летний период 1957/58 г.

Австралийская программа исследований будет выполняться силами постоянной Австралийской национальной антарктической исследовательской экспедиции¹, созданной в 1947 г. Работы будут сконцентрированы вокруг двух уже существующих станций Моусон и о. Маквуди. Третья — новая станция — должна быть создана в летний сезон 1956/57 г. на территории Вестфолд Хиллс (берег Ингрид Кристенсен). Она будет располагаться приблизительно на середине расстояния между обсерваторией Мирный и станцией Моусон.

Норвегия предполагает организовать в конце 1956 г. одну исследовательскую станцию на начальном меридиане в западной части Земли Королевы Мод. Здесь будут заняты 14 зимовщиков; в числе их будут геологи.

Новая Зеландия будет вести исследования по программе Международного геофизического года силами своей уже существующей научной станции на о. Кэмпбелл и планирует создание в начале 1957 г. новой станции в проливе Мак-Мурдо. Предварительная рекогносцировка местоположения новой станции проведена в начале 1956 г. В программе новозеландских исследований большое место отведено геологии.

Южная Африка предполагает организовать исследования только на субантарктических островах. Будут восстановлены станции на островах Тристан да Кунья и Марнон и построена новая станция на о. Гога (Gough Island). Экспедиция на о. Гога с ноября 1955 г. приступила к работе.

Аргентина пока не планирует заложения новых баз на антарктическом континенте и островах, но все восемь существующих аргентинских станций будут расширены и переоборудованы для выполнения программы Международного геофизического года. В намечаемых работах главное внимание уделяется, как и ранее, метеорологическим наблюдениям; кроме того будут производиться геологические исследования.

Чили, также как и Аргентина, будет вести исследования в рамках Международного геофизического года силами своих четырех уже существующих станций.

Япония планирует создание одной научной станции на берегу Принца Гаральда. Выезд экспедиции намечен на конец 1956 г. Экспедицию возглавит профессор Токійского университета Т. Нагата. Рекогносцировка места для станции была произведена в начале 1956 г. кораблями японской китобойной флотилии.

Таким образом, около пятидесяти научных и вспомогательных станций одиннадцати государств будут служить базами для выполнения обширной программы научных исследований в Антарктике, в течение ближайших 2-3 лет. Такого размаха работ еще не знала история изучения южной полярной области. Нет сомнения, что объединенными усилиями ученых разных стран удастся придать завесу неопределенности и незнания над многими «белыми пятнами» южного континента и «обитель пурги» вынуждена будет раскрыть перед смелыми исследователями не одну свою тайну.

¹ Australian National Antarctic Research Expedition — сокращенное название А. Н. А. Р. Е.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ О СТРУКТУРЕ АНТАРКТИЧЕСКОГО КОНТИНЕНТА

Подводя итоги геологического изучения Антарктиды, необходимо кратко обобщить важнейшие геологические и геоморфологические данные, накопленные к настоящему времени. Данные эти немногочисленны, отрывочны и схематичны; они относятся главным образом к прибрежной зоне континента. Кроме того, они неравноценны, так как часть их, собранная еще в начале нашего столетия, не пересматривалась в свете треволнений современной геологической науки.

В этих условиях не представляется возможным дать более или менее подробное описание геологического строения огромного континента¹, превышающего по площади Европу и более чем на 99% скрытого льдами покровного оледенения. Можно лишь наметить некоторые черты геологического строения Антарктиды и предложить общую схему ее структуры.

В геоморфологическом отношении южный континент принято делить на Восточную и Западную Антарктиду.

Восточная Антарктида представляет собой обширное ледяное плато, протягивающееся от Земли Котса на западе до Земли Виктории на востоке. Она включает Землю Королевы Мод, Землю Эндерби, Землю Вильгельма II, Землю Королевы Мэри, Землю Уилкса и ледяное плоскогорье вокруг южного географического полюса.

На огромных пространствах ледяной поверхности Восточной Антарктиды преобладают высоты 2700—3200 м над уровнем моря, при мощности льдов, достигающей 2500 м. Вблизи побережья мощность ледяного покрова уменьшается, и со мягкими волнами спускается к берегу, образуя ледяные обрывы высотой в несколько десятков метров и плавающие языки ледников и шельфовых льдов.

Крупные горные сооружения охватывают плато Восточной Антарктиды с востока и с северо-запада. На востоке это — глыбовые горы Земли Виктории и их юго-восточное продолжение — горы Королевы Мод с высотами 3000—4500 м над уровнем моря; на северо-западе — горные цепи Земли Королевы Мод, вытягивающиеся, как будто бы, параллельно ледяному побережью на расстоянии 200—250 км от него и достигающие высоты 2700—4200 м над уровнем моря. Отдельные горные вершины, небольшие хребты и нунатаки, поднимающиеся над льдом в прибрежной зоне Атлантического и Индоокеанского секторов Восточной Антарктиды, как правило, не превышают 700—1200 м над уровнем моря. Несколько большие высоты скального рельефа, достигающие 1500—1900 м над уровнем моря, известны только на Земле Эндерби.

Побережье Восточной Антарктиды во многих местах имеет шхеровый характер с массой мелких окалтых островов, частично спаянных льдом с континентом. В западной части Земли Королевы Мод, там, где горные цепи приближаются к побережью, имеются, по данным норвежско-шведско-британской экспедиции 1949—1952 гг., глубокие, целиком заполненные льдом, фиорды. Воздушные рекогносцировки, проведенные в 1956 г. Комплексной Антарктической экспедицией Академии наук СССР, показали, что в глубине Восточной Антарктиды, на расстоянии свыше 200—300 км от побережья, скальные выходы встречаются крайне редко, и однообразное ледяное плато, постепенно повышаясь, простирается далеко на юг, возможно, до самого южного полюса. Таким образом, можно предполагать, что среди скрытого льдом коренного рельефа Восточной Антарктиды преобладают обширные равнины и невысокие плато, ограниченные с востока и северо-запада высокими глыбовыми горами, к северу частично открытые (Земля Уилкса) и переходящие в прибрежные мелкосопочники (Земля Королевы Мэри). Местами равнины охватываются невысокими прибрежными хребтами (Земля Эндерби). В целом

¹ Площадь Европы — 11,4 млн км², площадь Антарктиды составляет более 14 млн км².

коренной рельеф Восточной Антарктиды вероятно подобен рельефу Австралии и напоминает блюдце с приподнятыми краями и плоским дном.

Западная Антарктида представляет собой горную страну. Она включает Землю Грэмма, Землю Джемса Элсуорта и Землю Мэри Бэрд.

Горные хребты Западной Антарктиды вытянуты преимущественно параллельно побережью и, по-видимому, замыкают с юга кольцо складчатых сооружений, окаймляющих Тихий океан. Скалистые гребни, поднимающиеся над ледяным покровом Западной Антарктиды, достигают высоты 3000—4000 м над уровнем моря. Вероятно, здесь имеется несколько кулисообразно расположенных горных цепей, разделенных невысокими плато. Наиболее северной из этих цепей являются Антарканды — горы Земли Грэмма, соединяющиеся подводным хребтом Шетландской островной дуги со складчатыми сооружениями Анд.

У основания п-ова Земли Грэмма Антарканды виргируют: основная ветвь отклоняется к юго-западу и на Земле Джемса Элсуорта она, по-видимому, выступает из-под льда в виде гор Сентинел, вторая ветвь — горы Уилкинса — протягивается на юг вдоль западного края шельфового ледника Ласситера в еще неисследованные области Западной Антарктиды.

Горы Сентинел теряются среди ледяного плато Земли Джемса Элсуорта сколо 78° ю. ш. и 90° з. д. Однообразное ледяное плато с высотами, достигающими 2000 м над уровнем моря, простирается до моря Росса. При этом плато постепенно понижается к западу в сторону моря Росса и к югу в еще неисследованную депрессионную область, разделяющую Западную и Восточную Антарктиду.

Кулисообразно по отношению к Антаркандам и их продолжению — горам Сентинел — располагаются горы в восточной части п-ова Эйтса, к югу от залива Ронне. Это, по-видимому, какая-то самостоятельная, не связанная непосредственно с Антаркандами, но параллельная последним, горная цепь. Ее юго-западное продолжение пока не прослежено.

Также кулисообразно по отношению к складчатому сооружению Антарканд располагаются горы Эдселя Форда и их вероятное продолжение — горы Хал Флуд, окаймляющие с северо-запада Землю Мэри Бэрд. В горах Эдселя Форда абсолютные высоты поднимающихся над льдом скалистых гребней не превышают 1500 м, и только в горах Хал Флуд они достигают 4000 м над уровнем моря.

На п-ове Эдуарда VII параллельно горам Эдселя Форда протягиваются невысокие скалистые гребни гор Александры (юго-западная часть полуострова) и гор Рокфеллера (северо-восточная часть полуострова).

Ледяное плато Западной Антарктиды, над которым вздымаются скальные гребни хребтов, постепенно снижается к югу к обширной депрессии, соединяющей впадины морей Росса и Уэдделла. Известные абсолютные отметки ледяной поверхности в пределах этой депрессии в среднем изменяются от 400 до 700 м, не превышая 860 м. Выходы коренных пород здесь пока неизвестны. Эта депрессия отделяет складчатые сооружения Западной Антарктиды от глыбовых гор и плато Восточной Антарктиды.

Геоморфологические особенности и уже известные черты геологического строения отдельных регионов южного континента позволяют наметить в его пределах, по крайней мере, четыре крупных структурных элемента (рис. 12):

1. Эпипархейская платформа Восточной Антарктиды (Антарктическая платформа).

2. Активизированные зоны платформы Восточной Антарктиды (большой горст Земли Викторини и гор Королевы Мод).

3. Складчатый пояс Западной Антарктиды.

4. Депрессия Уэдделла-Росса (грабен Уэдделла-Росса).

Эпипархейская платформа, по-видимому, занимает большую часть площади Восточной Антарктиды. Фундамент ее, изученный в обнаженных участках побережья, сложен древним кристаллическим ком-

плексом. В составе этого комплекса преобладают кристаллические сланцы и гнейсы, обильно инфильтрованные многочисленными представителями гранитоидов. Среди кристаллических сланцев и гнейсов широко распро-

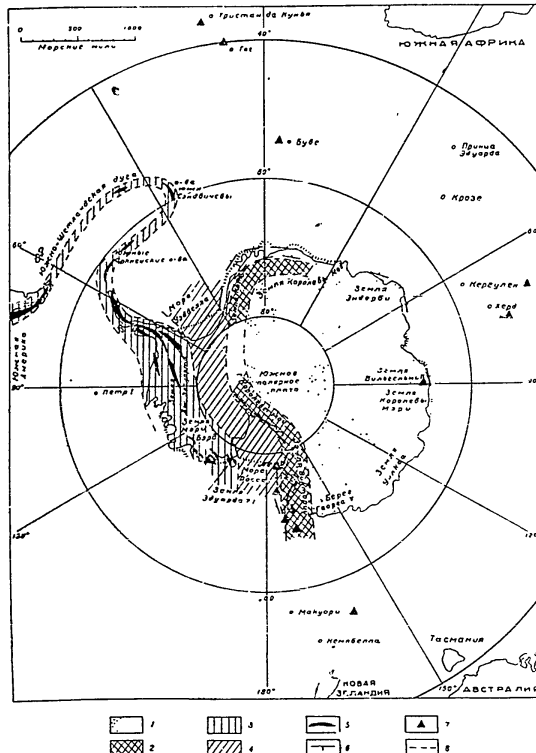


Рис. 12. Схема главнейших структурных элементов Антарктики (составил А. И. Шалимов, по материалам Л. Гулда, А. Уэда, Р. Фейербриджа и др.)
1 — эпипархейская платформа Восточной Антарктиды; 2 — активизированные зоны платформы Восточной Антарктиды; 3 — складчатый пояс Западной Антарктиды; 4 — депрессия Уэдделла — Росса; 5 — направление главнейших складчатых структур; 6 — крупнейшие разломы; 7 — молодые вулканы; 8 — границы структурных зон

странены биотитовые, биотито-амфиболовые, биотито-гранатовые кристаллические сланцы и гнейсы, амфиболиты, гиперстеновые кристаллические сланцы и гнейсы, гранитоиды, силлиманитовые и кордиеритовые гнейсы и т. п. Гранитоиды представлены биотитовыми и роговообманковыми разновидностями гранитов, плагитгранитами, алякитовыми грани-

там, пегматитовыми и аплитовыми жилами. Гнейсы и кристаллические сланцы в большинстве изученных обнажений характеризуются выдержанным меридиональным и северо-западным простиранием и залегают вертикально или круто падают к западу и юго-западу. Состав, высокая степень метаморфизма и интенсивная гранитизация и мигматизация кристаллического комплекса основания платформы Восточной Антарктиды сближают его с архейским комплексом Индии, Мадагаскара и Австралии.

Коренные выходы пород осадочного чехла платформы, помимо ее активизированных зон, пока обнаружены только в одной точке побережья, где эти породы представлены слабо метаморфизованными песчаниками, заключающими крупный долеритовый силл. Обнажение это, известное под названием утесов Хорн Блэф, впервые было изучено участниками экспедиции Д. Моусона в 1912 г. [117]. Песчаники были условно отнесены к серии Бэкон (поздний палеозой — ранний мезозой), впервые выделенной Г. Ферраром [180] на Земле Викторини. Обломки аналогичных песчаников фиксировались довольно часто в моренах во многих пунктах побережья Восточной Антарктиды. Принимая во внимание сравнительную рыхлость песчаников, трудно допустить длительную транспортировку их льдом. Следовательно, имеются достаточные основания предполагать присутствие пород осадочного чехла платформы уже на небольшом расстоянии от берега. Судя по наличию в моренах обломков долеритов, песчаники, залегающие внутри континента, по-видимому, также содержат долеритовые силлы. Поэтому распространенная версия о том, что большая часть Восточной Антарктиды является кристаллической глыбой или щитом, едва ли справедлива. Облик «щита» вероятно имеет только прибрежная зона континента, в пределах которой фундамент несколько приподнят и образует края обширной чаши. Внутри этой чаши, в одной или нескольких синеклизах, должны были сохраниться породы осадочного чехла.

Наиболее молодыми образованиями платформы являются лейцитовые базальты, образующие вулканический конус горы Гаусса. По аналогии с другими проявлениями молодого вулканизма в Антарктиде возраст базальтов принимается как верхнетретичный или четвертичный. Локализация вулканического аппарата горы Гаусса, по-видимому, связана с одним из разломов современной континентальной флексуры.

Узкий и глубоко погруженный шельф¹ Восточной Антарктиды, наличие вблизи ее побережий молодых вулканических проявлений и, наконец, активизированные зоны крупных глыбовых поднятий, ограничивающие антарктическую платформу с востока и северо-запада, убедительно свидетельствуют о тектоническом характере ее обрамления, обусловленном неотектоническими макрокосебаниями кайнозойского времени.

Активизированные зоны антарктической платформы образуют один из крупнейших в мире горстов (горст Земли Викторини и гор Корслевы Мод) и цепь глыбовых гор Земли Королевы Мод. Не исключено, что обе эти структуры соединяются в еще неисследованной внутренней области Антарктиды, образуя единую и единственную, в своем роде, цепь глыбовых гор, протягивающуюся на расстоянии свыше 4000 км. Горстовый характер этой структуры отчетливо виден по почти горизонтальному или слабо наклонному залеганию песчаников серии Бэкон, венчающих своими карнизами вершины горы Земли Викторини [147, 207] и гор Земли Королевы Мод [364].

На Земле Викторини серия Бэкон, представленная мелкзернистыми аркозовыми и кварцевыми песчаниками, содержащими гравелиты, глинистые сланцы, пласты угля и мощные долеритовые силлы, залегают с отчет-

¹ Ширина шельфа Восточной Антарктиды в большинстве мест измеряется всего несколькими десятками километров, причем в некоторых местах (севернее мыса Алар, Земли Эндерби и в других) он по существу отсутствует. Внешний край континентального шельфа характеризуется глубинами в 5—6 раз большими нормальной (600—1000 и вместо 100—200 м).

ливым структурным несогласием на кристаллическом основании. В большинстве изученных пунктов этот фундамент близок по составу пород и степени метаморфизма к фундаменту антарктической платформы. Мощность серии Бэкон колеблется от 600 до 1700 м. Состав осадков, наличие среди них углей и обильных остатков гондванской флоры, а также следов косої слоистости, трещины высыхания и знаков ряби побудило большинство исследователей [147, 152, 450] считать серию Бэкон континентальным и лагуниным образованием. Возраст ее, по-видимому, охватывает значительный отрезок времени от верхнего девона [450] до триаса [372] включительно.

Долеритовые силлы, распространенные по всей территории, где встречаются песчаники серии Бэкон, имеют мощность от нескольких десятков метров до полукилометра. По составу они представлены породами от эпитатито-кварцевых долеритов до оливинсодержащих кварцевых долеритов и весьма сходны с долеритами Тасмании и Южной Африки (срита Карру). Большинство последних относятся к юрскому и меловому времени и залегают среди пермоотриасовых осадков, макроскопически напоминающих бэконские песчаники. В. Браун [117], подробно изучавший долериты Земли Викторини и Земли Адели, считает их верхнемеловыми.

Залегая почти горизонтально, песчаники серии Бэкон и заключенные среди них долеритовые силлы венчают гигантский горст, протягивающийся вдоль депрессии морей Росса и Уэдделла, по меньшей мере, на 3000 км при ширине до 200 км.

На Земле Южная Виктория горст ограничен крупными разломами, имеющими преимущественно меридиональное простирание, и пересечен поперечными широтными сбросами. Л. Гулд [208] считает, что ряд наиболее крупных ледников (ледник Торн, Бэрдморский ледник и другие), спускающихся через горы с Полярного плато, занимают поперечные грабени.

В горах Королевы Мод горст вытянут в юго-восточном направлении. С востока антарктический горст ограничен глубокой депрессией моря Росса. С проходящими здесь крупными меридиональными разломами связан третичный и современный вулканизм, интенсивно проявившийся на о. Росса (действующий вулкан Эребус) и на мысе Адар и обусловивший образование вдоль восточных берегов Земли Викторини цепи вулканических островов.

Образцы керн, поднятые в 1946/47 г. со дна моря Росса, свидетельствуют о том, что там залегают ледниковые морские осадки, накопившиеся в течение большей части плейстоцена. Таким образом, сброс и связанная с ним зона опускания возникли не позже начала плейстоцена. Р. Фейербридж [174] считает, что формирование этих структур произошло в третичное время.

Западное и юго-западное обрамление горста Земли Викторини скрыто льдом. Ряд косвенных данных позволяет предположить, что горст Земли Викторини на западе отделен от антарктической платформы меридиональной депрессией, являющейся, возможно, грабеном, но менее глубокой, чем область опускания моря Росса.

Причины недавней активизации всей этой обширной зоны и возникновения здесь крупных поднятий и опусканий еще не расшифрованы. Несомненно, они связаны с теми резкими, неотектоническими, движениями, которые обусловили современные контуры антарктического континента¹. Некоторый свет на причины необычайного размаха поднятий и опусканий в зоне Земли Викторини, гор Королевы Мод и на северо-западе Земли Королевы Мод проливают следующие три обстоятельства.

¹ От редакции. Предположение о том, что современное генеральное направление контуров Восточной Антарктиды определяется радиальными перемещениями земной коры по линиям региональных разломов, окаймляющих с начала альпийского тектогенеза континентальную глыбу Восточной Антарктиды, было высказано П. С. Воронцовым в конце 1955 г.

1. В северо-восточной части Земли Викторини в окрестностях залива Робертсона залегает смятая в складки и метаморфизованная толща сланцев и граувакк. Простирание толщи меридиональное, переходящее в северо-восточное. Взаимоотношения ее с комплексом фундамента и со свитой Бэкон не установлены, однако, характер метаморфизма и присутствие большого количества кварцевых жил заставили исследователей [150, 338] предположить, что толща эта прорвана обнажающимися южнее гранитами. Р. Пристли [338] считает сланцево-граувакковую толщу залива Робертсона более древней, чем серия Бэкон, и относит ее к верхнему протерозою или нижнему палеозою. Интенсивная складчатость этой толщи указывает на ее геосинклинальное происхождение.

2. В центральной части Земли Викторини вблизи залива Терра Нова развиты слюдяные кристаллические сланцы с графитом, представляющие собой метаморфизованные осадки. Все исследователи [147, 152] считают эти сланцы более молодыми, по сравнению с основной массой метаморфических пород докембрийского фундамента Земли Викторини.

Д. Моусон [281] отметил присутствие в моренах, западнее залива Терра Нова, известковых сланцев, напоминающих по своему облику протерозой Австралии. Д. Стюарт [393] после изучения тысяч шлифов антарктических горных пород пришел к выводу, что граниты района Терра Нова по составу несколько отличаются от гранитов остальных частей Земли Викторини, аналогичных гранитам антарктической платформы. Не располагая конкретными доказательствами, Д. Стюарт предположительно считает граниты залива Терра Нова нижнепалеозойскими.

3. В 1908 г. на юге Земли Викторини в моренах Бэрдморского ледника были найдены обломки известняковой брекчии, содержащей остатки кембрийских археоциат. Обилие этих обломков заставляет усомниться в правильности предположения Т. Девидса [147], что источником обломков являются базальные слои серии Бэкон, скрытые льдом в верховьях Бэрдморского ледника. Присутствие кембрийских известняков с археоциатами среди обломков, поднятых со дна моря Уэдделла (вблизи северной части побережья Земли Котса), свидетельствует о широком распространении кембрия в пределах зоны, которую мы назвали активизированной зоной антарктической платформы. Степень метаморфизма кембрийских пород более высокая, чем песчаников серии Бэкон. Поэтому, даже не располагая пока данными о залегании кембрия в Восточной Антарктиде, можно предположить, что осадки его испытали складчатость.

При всей неполноте и отрывочности геологических данных о строении Антарктического горста, приведенные выше три обстоятельства указывают на то, что среди кристаллического фундамента Земли Викторини (а вероятно и гор Земли Королевы Мод) сохранились обрывки более молодых складчатых структур, предположительно, каледонского возраста. Если это справедливо, то залегающая в пределах Антарктического горста горизонтально или с легким наклоном к юго-западу серия Бэкон покоится не только и не столько на приподнятом фундаменте докембрийской эпипаршейской платформы, сколько на глубоко эродированных, еще в докембрийское время, корнях каледонского складчатого сооружения. Последнее означало бы, что активизация в третичное время испытала не древняя эпипаршейская платформа, а ее значительно более молодое каледонское обрамление. Интенсивные неотектонические движения в области каледонид изучены в ряде мест нашей планеты и не представляют явления исключительно. Допуская присутствие остатков каледонид в основании Антарктического горста, приходится считать с тем, что значительная часть каледонской складчатой зоны, по-видимому, испытала явления об-

¹ Граниты залива Терра Нова богаты щелочами, но и то же время содержат зональные плагиоклазы. В гранитах остальных частей Земли Викторини и антарктической платформы, также богатых щелочами, зональные плагиоклазы отсутствуют.

щения и покоится на дне морей Росса и Уэдделла, глубины которых превышают глубину обычных шельфовых морей.

Значительная мощность серии Бэкон на Земле Викторини указывает на то, что и в верхнем палеозое эта область была достаточно подвижна, ибо испытала погружение, достигающее почти двух километров.

Определение абсолютного, возраста пород активизированной зоны Антарктической платформы, которое без сомнения будет проведено в ближайшие годы, покажет насколько основательны приведенные выше рассуждения.

Складчатый пояс Западной Антарктиды, в отличие от древних платформенных структур Восточной Антарктиды, представляет собой значительно более молодое образование. Принимая это положение, выдвигаемое вслед за О. Норденшельдом [307, 309] всеми исследователями Антарктики, надо иметь в виду, что в какой-то степени изученными в геологическом отношении могут считаться лишь Земля Грэмма и северо-западная часть Земли Мэри Бэрд. Геологическое же строение разделяющей их огромной части континента никем и никогда не исследовалось. Только по немногим наблюдениям с самолета [63, 128] известно, что над однообразным ледяным покровом этой территории поднимаются несколько хребтов, вытянутых в северо-восточном направлении. Ни один геолог, однако, не держал в руках образцов горных пород из этого района.

Сравнивая между собой геологическое строение двух обследованных окраин Западной Антарктиды, прежде всего, следует констатировать, что, если в строении складчатых сооружений Земли Грэмма и окружающих ее островов действительно принимают участие юрские, меловые и третичные породы, то возраст пород, слагающих складчатые сооружения гор Эдселя Форда (Земля Мэри Бэрд) до сих пор неизвестен, ибо никаких органических остатков там не обнаружено; что же касается магматических проявлений в этих двух областях, то они отличаются довольно резко. Гранитоиды Земли Грэмма богаты кальцием, магнием и железом и близки к гранитоидам южно-американских Анд, а гранитоиды гор Эдселя Форда богаты щелочами и по своему химизму занимают промежуточное положение между породами Земли Грэмма и породами Антарктической платформы.

Как уже отмечалось, горные сооружения Земли Грэмма соединяются подводным хребтом Шетландской островной дуги¹ с Андами. Подводный хребет Шетландской дуги не уступает южно-американским Андам ни по длине, ни по высоте. Его длина превышает 4000 км; он поднимается с глубины 3—4 км, а его отдельные пики, представляющие собой острова, имеют высоту 2—2,5 км над уровнем моря.

Таким образом, относительное превышение вершин хребта над океаническим дном достигает 6 км. С внешней стороны дуги вдоль участка ее максимального изгиба располагается глубоководная Южно-Сандвичева впадина с глубинами, превышающими 8 км.

Р. Фейербридж [174] выделяет в пределах Земли Грэмма и Шетландской островной дуги две основных структурных зоны: 1) западную зону интенсивной альпийской складчатости и 2) восточную зону складчатосторосовых нарушений. Эти зоны продолжаются через структуры Огненной Земли и сливаются со структурами Анд.

Западная зона интенсивной альпийской складчатости включает складчатые сооружения Шетландской дуги, западную часть Земли Грэмма, вместе с архипелагом Пальмира, и, возможно, западные цепи на Земле Джемса Элсуорта, включая горы Сентинел.

¹ Шетландская островная дуга, включающая о. Южная Георгия и острова Южные Сандвичевы, Южные Оркнейские и Южные Шетландские, на основании морфологического и структурного сходства ее с Английской островной дугой Восточной Индии была названа в 1888 г. Э. Эуссом Южно-Английской основной дугой. Это название употребляется и сейчас, наряду с названием Шетландская островная дуга.

В строении этой зоны принимают участие осадки мезозоя и палеозоя, смятые в сложные складки и прорванные многочисленными интрузиями гранодиоритов и габбро андийского типа. Среди осадочных формаций здесь преобладают флишево-граувакковые толщи со сланцами, представляющие собой мезозойские и частично палеозойские, геосинклинальные образования. Древнейшими осадками этой зоны являются глинистые сланцы с граптолитами верхнего ордовика, установленные на Южных Оркнейских островах. Характерной чертой этой зоны является наличие молодых вулканов с базальтовыми, андезитовыми и дацитовыми лавами¹. Подобно другим островным дугам, Шетландская дуга является поясом высокой сейсмичности. На ней зарегистрирован ряд землетрясений малых глубин, а на Южных Сандвичевых островах в наиболее активной средней части дуги отмечены подкорковые очаги ударов промежуточных глубин. На Земле Грезма крупных землетрясений пока не зарегистрировано.

Восточная зона складчатых сбросовых нарушений фиксируется на Огненной Земле, а затем появляется только на Земле Грезма, где включает восточную часть полуострова, вместе с Землей Херста. Куда эта зона продолжается на Земле Джемса Элсуорта, пока неизвестно.

В пределах восточной зоны преобладают слабо складчатые отложения позднего мезозоя и третичного времени, нарушенные крупными сбросами. Действующие и молодые вулканы в этом поясе отсутствуют, что говорит в пользу сходства его с невулканическими внешними зонами двойных островных дуг.

Со стороны моря Росса предполагаемым западным продолжением намеченных структурных зон являются горы Эдселя Форда и, возможно, горы Земли Эдуарда VII. Горы Эдселя Форда сложены смятыми в сложные складки метаморфизованными флишевыми и граувакковыми сериями, прорванными гранитами. Горы Земли Эдуарда VII сложены биотитогорговообманковыми гранитами и метаморфическими породами (гнейсы, кристаллические сланцы), обильно мигматизированными гранитным материалом. Р. Фейербридж [174] считает, что разрез гор Эдселя Форда напоминает разрезы мезозойских и палеозойских флишево-граувакковых серий западной структурной зоны Земли Грезма. На этом основании он объединяет их в одну зону альпийских складчатых сооружений западной Антарктиды. Метаморфическую серию Земли Эдуарда VII он параллелизует с докембрием Земли Викторини. Разрывая столь резко эти две территориально близкие структуры, Р. Фейербридж утверждает, что мезозойский складчатый пояс примыкает к фронтальной области древней платформы в пределах Западной Антарктиды, вблизи от края грабена Росса-Уэдделла. Следует заметить, что как для обоснования выводов Р. Фейербріджа, так и для полемики с ним данных пока совершенно недостаточно. Однако, принимая во внимание возможность существования каледонской складчатой зоны в фундаменте Земли Викторини и в погруженной области Росса-Уэдделла, следует считать с тем, что структуры северо-западной окраины Земли Мэри Бэрд могут оказаться частями какого-то нового складчатого пояса, более древнего, чем на Земле Грезма.

Депрессия Уэдделла - Росса, обширная область, включающая в себя, помимо глубоко врезанных в антарктический континент морей Уэдделла и Росса, также и соединяющую их обширную низменность, совершенно неисследована в геологическом отношении. Нет никаких сведений о породах, залегающих под сравнительно невысоким ледяным плато, представляющим собой своеобразный коридор между значительными более возвышенными территориями Восточной и Западной Антарктиды. Неизвестно даже, какая часть этой области расположена выше уровня

¹ Как известно, молодой вулканизм является характерной чертой внутреннего пояса двойных дуг. На этом основании О. Пратия [329] считает, что восточнее хребта Шетландской дуги, параллельно ему, должен располагаться второй хребет внешнего пояса, целиком являющийся подводным. Хребет этот пока не обнаружен.

моря. Большинство исследователей сходится на том, что эта область является зоной оседания, отрезанной крупными сбросами как от Восточной, так и от Западной Антарктиды.

Однако обрывы Антарктического горста не имеют аналогий по другую сторону предполагаемого грабена, где ледяное плато постепенно и полого поднимается к возвышенным областям Западной Антарктиды. Таким образом, грабен оказывается асимметричным.

Р. Фейербридж [174] считает, что основание огромной осевшей территории, имеющей более 3000 км в длину и до 800 км в ширину, сложено докембрием, перекрытым песчаниками серии Бэкон, мощность которых достигает 3000 м. Учитывая мощность этих песчаников в погруженной части структуры и их положение на вершинах гор Антарктического горста, Р. Фейербридж определяет амплитуду сброса, проходящего вдоль восточных побережий Земли Викторини, в 6—7 км. Такой размах макроколебаний едва ли характерен для древней платформы. Принимая во внимание соображения о возрасте части структур в фундаменте Земли Викторини и наличии складчатых структур неизвестного возраста по другую сторону депрессии на Земле Мэри Бэрд, естественно предположить, что депрессия Росса Уэдделла возникла как прогиб области складчатых сооружений (каледонских, может быть герцинских), окружавших кольцом древнюю платформу. Этот прогиб с одной стороны был осложнен крупным разломом, отделившим область оседания от соседней области резкого поднятия.

Если соображения о больших мощностях песчаников серии Бэкон в осевшей зоне справедливы, то это показывает, что и в прошлом, в конце палеозоя и в начале мезозоя, эта область являлась областью прогибания и накопления осадков. Последующие исследования покажут, не происходил ли здесь зарождение нового геосинклинального прогиба на более древнем складчатом основании.

Синтезом всего изложенного выше является выдвигаемое автором предположение, что развитие геологической структуры антарктического континента, подобно ряду других континентов, заключалось в последовательном опоясывании древней платформы Восточной Антарктиды складчатыми сооружениями все более молодого возраста. Непогруженными фрагментами этих поясов и являются складчатые сооружения Западной Антарктиды. Внешний пояс, наиболее удаленный от докембрийского ядра платформы и представленный складчатыми сооружениями Земли Грезма, является альпийским. Наметьте же в пределах Западной Антарктики границы каледонского и герцинского поясов, которые частично могли перекрываться и в каких-то своих частях могли быть переработаны альпийской складчатостью, пока не представляется возможным.

В заключение — несколько слов о полезных ископаемых Антарктиды. Реальную ценность представляет крупный каменноугольный бассейн гондванского типа в горах Земли Викторини и в горах Королевы Мод. Бассейн этот, по мнению американских геологов [432], является одним из крупнейших в мире.

Д. Моусон описал потенциально ценные рудные минералы, найденные в моренах на берегу Короля Георга V: касситерит, молибденит, сфалерит, галенит, халькопирит и т. д.

В горах Эдселя Форда были обнаружены рудопроявления полиметаллов, в горах Земли Викторини — следы золота и серебра. Крупные кварцево-пиритовые жилы уже давно известны на южных Шетландских островах.

Ни одно из этих полезных ископаемых еще не разведывалось. Исходя из структурных особенностей отдельных регионов Антарктиды, можно ожидать наличие рудопроявлений кордильерского типа на Земле Грезма и на окружающих ее островах. Полезные ископаемые гондванского комплекса (уран, монацит, торанит, алмазы, золото, железо, марганец и т. д.) безусловно имеются в недрах огромной территории Восточной Антарктиды.

Геофизические методы исследования могут выявить подо льдом месторождения многих из этих ископаемых. Учитывая опыт работы горных предприятий на Крайнем Севере, следует признать, что разработка месторождений полезных ископаемых в условиях Антарктики практически возможна, если только она будет экономически оправдана.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авсюк Г. А. Международный геофизический год 1957—1958 и гляциологическое исследование СССР в этот период. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1955.
2. Алейнер А. З. Антарктика в текущем десятилетии. Изв. Всес. Геогр. общ., т. 80, № 4, 1948.
3. Алейнер А. З. Географические представления об Антарктике с древнейших времен до 1-й русской Антарктической экспедиции и их описание на картах. Изв. Всес. Геогр. общ., т. 81, № 5, 1949.
4. Алейнер А. З. Картография Антарктики (автореферат кандидатской диссертации). Л., 1952.
5. Александров И. Н. Антарктика. «Природа», № 8, 1949.
6. Амундсен Руал. Южный полюс. Описание плавания «Фрама» в Антарктике 1910—1912 гг. Собр. сочин., т. 2, Л., 1937.
7. Антарктида. Больш. Сов. Энцикл., т. 2, 1950, стр. 482.
8. Антарктика. Больш. Сов. Энцикл., т. 2, 1950, стр. 484.
9. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР, т. 1, 1947, стр. 305, 335—337, 339, 350, 353.
10. Белоусов В. В. Антарктика «Природа», № 5—6, 1942.
11. Беллинсгаузен Ф. Ф. Двукратные изыскания в Южном Ледовитом океане и плавание вокруг света в 1813, 1820, 1821 годах, совершенные на шлюпах «Восток» и «Мирный». 1949.
12. Берг Л. С. Русские открытия в Антарктике и современный интерес к ним М., 1949.
13. Берг Л. С. Беллинсгаузен и Пальмер (из истории открытия Антарктиды) Изв. Всес. Геогр. общ., № 1, 1951.
14. Буланже Ю. Д. Международный геофизический год. Вестн. АН СССР, № 1, 1956.
15. Буйницкий В. Х. Природа Антарктики. Л., 1952.
16. Буйницкий В. Х. Антарктика. Л.—М., 1953.
17. Буйницкий В. Х. Об основных особенностях ледового режима Антарктических вод. Вестн. Лен. Универс., № 6, вып. 1, 1950.
18. Бурханов В. Ф. Советская антарктическая экспедиция (о плане научных исследований Антарктиды на 1956—1958 гг.). Природа, № 1, 1956.
19. Бурханов В. Ф. К берегам Антарктиды. М., 1956.
20. Бэрд Р. Э. Над южным полюсом. Перевод с англ., Л., 1935.
21. Бэрд Р. Э. Сьюза в Антарктике (вторая Антарктическая экспедиция). Перевод с англ., Л., 1937.
22. Вистеллиус А. Континент Антарктики. «Вестник знания», № 9, 1939.
23. Воронин В. И. Первый поход Советской флотилии «Слава» за китами в Антарктику. Изв. Всес. Геогр. общ., т. 81, вып. 3, 1949.
24. Вялов О. С. и Воронин П. С. Краткое сообщение о геологическом строении района «оазиса» на Земле Королевы Мэри в Антарктиде. Докл. АН СССР, т. 108, № 5, 1956.
25. Виттенбург П. Экспедиция на «Квесте». «Природа», № 8—9, 1922.
26. Гассерт К. Исследование полярных стран. Одесса, 1912.
27. Григорьев С. Г. Шестая часть света (Антарктика). Л., 1925.
28. Григорьев С. Г. Вокруг Южного Полюса, М., 1937.
29. Гусев А. М. Комплексная Антарктическая экспедиция АН СССР. Вестн. АН СССР, 1956.
30. Дарвин Ч. Путешествие натуралиста вокруг света на корабле «Бигль». М., 1954.
31. Есипов В. К. Новая Антарктическая экспедиция Бэрда. «Природа», № 9, 1937.
32. Земский В. А. Научные исследования в Антарктике (о работах научной группы китобойной флотилии «Слава»). Наука и жизнь, 1954.
33. Калашников А. Г. Международный геофизический год. «Природа», № 12, 1955.
34. Калесник С. В. Природа Антарктики. Изв. Всес. Геогр. общ., т. 81, вып. 6, 1949.
35. Кирпичников А. А. На острове Южная Георгия. Природа, № 7, 1953.
36. Кирпичников А. А. В. И. Вернадский о значении исследований Антарктики. Природа, № 4, 1954.
37. Кук Джеймс. Путешествие к южному полюсу и вокруг света. М., 1948.
38. Лебедев В. Л. Антарктика и ее проблемы. Издат. МГУ, М., 1955.
39. Леонтьев О. К. Геоморфология морских берегов и дна. Изд. Моск. универс., 1955.
40. Молодцов С. В. Современное международно-правовое положение Антарктики. М., 1954.
41. Моусон Дуглас. В стране пурги (история австралийской антарктической экспедиции 1911—14 гг.). Перевод с англ. Изд. Гласевморпути. Л., 1935.
42. Мушкетов Д. И. Региональная геотектоника. Гл. 7. Америка и Антарктика (стр. 400—438). Гл. 8. Атлантика, Африка и Индия (стр. 438—477). 1935.
43. Островский Б. Г. О позабытых источниках и участниках антарктической экспедиции Беллинсгаузена — Лазарева. Изв. Всес. Геогр. общ., № 81, вып. 2, 1949.
44. Панов Д. Г. О разделении Антарктики на тектонические области. Докл. АН СССР, нов. сер., т. 78, № 5, 1951.
45. Панов Д. Г. Океаны и моря в морфологии земного шара. Сборн. памяти акад. Л. С. Берга. Изд. АН СССР, 1955, стр. 276.
46. Плавание шлюпов «Восток» и «Мирный» в Антарктику в 1819, 1820 и 1821 годах. Географич. АИ, 1919.
47. Рабинович И. Вопрос об Антарктическом материке. Землеведение, кн. III—IV, 1906.
48. Скотт Р. Ф. Дневник. Перевод с англ., Л., 1951.
49. Соколов Л. Г. Метеорологические исследования в Антарктике. Метеорология и гидрогеология, № 1, 1956.
50. Тайч В. Д. Об условиях видимости в день открытия Антарктиды 16/28 января 1820. Изв. Всес. Геогр. общ., т. 85, № 3, 1953.
51. Тайч В. Д. Третья экспедиция адмирала Бэрда в Антарктиду. Изв. Всес. Геогр. общ., т. 76, вып. 1, 1944.
52. Таубер Г. М. Плавание в Антарктике в 1947/48 г. Изв. Всес. Геогр. общ., т. 81, вып. 4, 1949.
53. Таубер Г. М. О климате Антарктики. «География в школе», № 4, 1952.
54. Таубер Г. М. Экспедиционные работы в Антарктике в 1949—50 гг. Тр. Гос. океанограф. инст., № 24, 1954.
55. Таубер Г. М. Основные черты климата Антарктики «Метеорология и гидрогеология», № 1, 1946.
56. Токарев В. А. Франция подготавливает экспедицию в Антарктику. «Природа» № 9, 1948.
57. Хват Л. В. Антарктиду (по материалам беседы с нач. научной экспед. в Антарктиде М. М. Сомовым о предстоящем плавании). «Природа» № 11, 1955.
58. Шеклтон Э. В сердце Антарктики. Перевод с англ. Изд. Гласевморпути, Л., 1935.
59. Шкельский Ю. М. Столетие со времени отправления русской антарктической экспедиции под командованием Ф. Ф. Беллинсгаузена и М. П. Лазарева 4 июля 1819 года из Кронштадта. Изв. Гос. Русск. Геогр. общ., т. 60, вып. 2, 1928.
60. Шербаков Д. И. Научные проблемы Антарктики. «Природа», № 2, 1956.
61. Шербаков Д. И. На берегах Антарктиды. «Наука и жизнь» № 4, 1956.
62. Шуклин И. С. Общая морфология суши т. II, 1938, стр. 399—432.
63. Эльсберг Линкольн. Полет через Антарктику. Сокращенный перевод с англ. «Вестник знания» № 2, 1937.
64. A die R. J. The petrology of Graham Land. Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports, № 12, 39 pp., 1955.
65. Amundsen R. The South Pole, vol. 1—2, London, 1912.
66. Anderson J. G. On the Geology of Graham Land. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. VII, 1906.
67. Anderson J. G. On the principal geological results of the Swedish Antarctic Expedition. 10-th Cong. Geol. Intern., Mexico, 1906.
68. Anesi J. Island Deceuron. Rev. Geogr. Ann. 1949, vol. 31, № 185, 1949.
69. Antarctic Intelligence, regional photo interpretation series. Air Force manual 200—300, US Air Force, 1953. Исследование Антарктики в фотографиях с посещениями, 1953, Реф. журн. АН СССР, № 14901, 1955 г.
70. Antarktis. Handbuch der Regionalen Geologie, Bd. VIII, Abt. 6, 1913.
71. Antarctic Bibliography. Published by Direction of the chief of Bureau of Aeronautics, Department of the Navy (Prepared by the U. S. Naval Photographic Interpretation center), 1 February, 1951.
72. Apfel Earl. Bunger's «Oasis», Antarctica (abstract). Bull. of the Geological society of America, vol. 59, № 12, 1948.
73. Arffel E. and Weila Huang. Antarctic Rocks (abstract). Bull. of the Geol. Society of America, v. 59, № 12, 1948.
74. Arctowski H. Observations sur l'intérêt que présente l'exploration géologique des terres Australes. Bull. Soc. Geol. France, ser. 3, vol. 23, pp. 589—591, 1895.

75. Arclowski H. Sur les glaciers et la géologie des terres découvertes par l'expédition antarctique belge et sur les glaces du Pole sud. Cong. Geol. Internat., 8-e session, Paris, 1901.
76. Arclowski H. Géologie, Exp. Ant. Belge (Resultats du voyage du S. V. «Belgica» en 1897—1898—1899), 1908.
77. Argentine Antarctic Expedition 1951—54. The Polar Record, vol. 8, № 53, 1956.
78. Aubert de la Rue E. Un voyage d'exploration dans les mers australes, ile Heard, Archipel de Kerguelen, ile Saint—Paul. Rev. de Geogr. phys. et de Geol. dynam. Univ. de Paris, t. 11, pp. 97—146, 1929.
79. Aubert de la Rue E. Contribution à l'étude géologique de l'ile Heard. C. R. Acad. Sci. t. 189, pp. 129—131, Paris, 1929.
80. Aubert de la Rue E. Etude géologique et géographique de l'Archipel de Kerguelen, pp. 1—234, 1932.
81. Aubert de la Rue E. Заметка об острове Крозе (Антарктика) Bull. Mus. Nat. Hist. Natur, t. 22, pp. 197—203, 1950.
82. Aubert de la Rue E. and Tchernia P. Sur quelques roches de la Terra Adélie. C. R. Acad. Sci., vol. 232, № 10, pp. 995—997, Paris, 1951.
83. Australasian Antarctic expedition 1911—14 under the leadership of sir Douglas Mawson. Scientific Reports, series A, vol. I—IV, 1915—1943.
84. Australische Nationale Antarktische Forschungs Expedition Peterm. Geogr. Mitteilun. Ren., 4, s. 282, 1953.
85. Australian Expedition to Mac-Robertson Land. Geogr. Journal, 119, p. 508, 1953.
86. Australian Activities in the Antarctic. Antarctic New. Bull., 12, p. 10, 1953.
87. Australia to survey mineral resources of Antarctica. Mining Journ., 242 № 6182, 1954.
88. Baeckström O. Petrographische Beschreibung einiger Basalte von Patagonien Westantarktika und den Süd Sandwich Inseln. Bull. Geol. Inst. Upsala, v. 13, pp. 115—182, 1915.
89. Bagshawe Thomas. Two men in the Antarctic, an expedition of Graham Land, 1920—22. New York, p. 292, 1939.
90. BANZ. Antarctic Research Expedition 1929—31 under command of sir Douglas Mawson. Scientific Reports, series A, vol. II, Geology, Part I—12, Adelaide, 1937.
91. Barré Michel. L'expédition de l'année 1951 en Terra Adélie. Astronomie, 68, pp. 261—278, 1954.
92. Barré Michel. Blizzard — Terre Adélie. 1951. 2 vols, Paris, 1953.
93. Barstow—Murphy. Исследование патурианта в антарктических районах. Nat. Hist., v. 57, № 10, pp. 341—349, № 12, pp. 468—474, 1948.
94. Barth T. F. W. Notes on igneous and platingenic rocks from the Antarctic Archipelago. A contribution to the petrology of circum—pacific rock types. Proc. Sixth Pac. Sci. Congr. (California, 1939), vol. 2, pp. 747—754, 1940.
95. Barth T. F. W., Holsem P. E. R. Rocks from Antarctica and Southern Antilles. Being a description of rock samples, collected by Olaf Hottedahl 1927—28 and a discussion of thir mode of origin. Scientific Results of Norwegian Antarctic expedition 1927—28 et sqq. № 18, p. 64, 1939.
96. Barth an Aslak Kvalheim. Christen—ante, a solid solution of nepheline in tridymite. Sci. Rev. Norwegian Antarctic Exped. 1917—28. et sqq. Norske Videnskaps Akad. Oslo, 1944.
97. Barton Thomas. Имеется ли Антарктический океан? Journ. Geogr., vol. 55, № 1, Chicago, 1954. Ref. журн. AN СССР, т. 5, № 6158, 1954.
98. Bayliss and Cumpston Handbook and Index to accompany a map of Antarctica.
99. Bayly P. G. W. and Stillwell F. I. The Adélie Land meteorite. Australasian Antarctic expedition 1911—1914, Scientific Reports, series A, vol. IV, part 1.
100. Benson W. N. Report on the petrology of the dolerites collected by British Antarctic expedition 1907—09. British. Ant. Exped. 1907—09. Reports sci. investigations. Geol., vol. 2, pt. 9, pp. 152—166, 1916.
101. Benson W. W., Chapman F., Mawson D., Cohen F. and others. Contributions to the palaeontology and petrology of South Victoria Land. Brit. Ant. Exp. 1907—09. Geology, vol. 2, p. 276, London, 1916.
102. Bernacchi L., Colbeck W. Magnetic observations made by the Southern cross Antarctic Expedition 1898—1900, under the direction of C. E. Borchgrevink. London, 1902.
103. Bernacchi L., Milne J. Earthquakes and other movements recorded in Antarctic Regions 1901—1903. Introductory Notes. National Antarctic Exp. 1901—1904. Physical observations, London, 1906.
104. Berthois Leopold. Diorite quartzifere de la Terre Adélie (Antarctique française). Soc. Geol. et Mineral. Brétagne, 1935.
105. Bertrand K. J. Действительное расположение пролива Стефенсона и земли Hearsa (Антарктика). Geogr. Rev. vol. 38, № 3, pp. 475—486, 1940.
- 105a. Bibliografía Antártica Internacional Santiago, 1951.
106. Black R. B. Geographical operations from East Base United States Antarctic Service Expedition 1939—1941. Reports on Scient. Results of the United States Antarc Service exped. 1939—41. Proceedings of the American Philosoph. Society, vol. 89, № 1, pp. 4—12, 1945.
107. Blackburn Q. A. The Tourne Glacier section of the Queen Maud Mountains. Geograph. Rev. vol. 27, pp. 598—614, 1937.
108. Blanca P. XVII campaña Antártica Argentina. Rev. Geogr. Amer., № 209, pp. 33—36, 1953.
109. Blanca P. Objectivos geograficos en la Antártida. Rev. Geogr. Amer., № 218, pp. 435—437, 1953.
110. Bödman Gösta. Petrographische Studien über einige Antarktische Gesteine. Wissenschaftliche Ergebnisse der schwedischen Südpolar expedition 1901—1903. Geologie und Paläontologie. Band 3, part 15, pp. 1—100, 1916.
111. Borchgrevink V. E. Magnetic and meteorological observations made by the «Southern Cross» Antarctic Expedition 1898—1900. London, Royal society, vol. 12, 1902.
112. British Antarctic Expedition 1907—1909. Reports on the Scientific investigations. Geology, vol. I, 1914, vol. II, 1916.
113. British Antarctic «Terra nova» Expedition 1910 Natural History Report. Geology, vol. I, 1914—1924.
114. British Trans-Antarctic Expedition, Advance Party 1955—56. The Polar Record, vol. 8, № 53, 1956.
115. Broch O. A. Gesteine von dem Peter I-insel, West Antarktis. Avhandlingar utgitt av Norske Videnskaps Akademi i Oslo, mat. natur. kl. vol. 9, pp. 1—41, 1927.
116. Broch O. A. Two contributions to Antarctic Petrography. Scient. Results Norwegian Antarctic Expedition 1927—28, etc. № 25, 1946.
117. Browne W. R. The dolerites of King George Land and Adélie Land. Australasian Antarctic Exped. 1911—14 under the leadership of sir Douglas Mawson. Scientific Reports, series A, vol. III, Geology, part III, Sydney, pp. 245—258, 1923.
118. Browne W. R. Geology of Adélie Land. Austr. Ant. Exp. 1911—1914, Sydney, 1923.
119. Browne W. R. Fifty years ago: the Scottish national Antarctic expedition. Scott. Geogr. Mag., vol. 69, № 3, pp. 97—100, 1952.
120. Bruce W. Bathymetrical survey of the South Atlantic Ocean and Weddell Sea. Edinburg, 1905.
121. Bucher Walter. The importance of the Ross Shelf Ice to structural geology. Transactions of the American Geophysical Union, pt. 2, pp. 697—699, 1942.
122. Burek Jerzy. Złoża mineralne Antarktydy. Przegląd geologiczny, № 3, 1955.
123. Burri C. R. Chemismus und provinzielle Verhältnisse der jungereunten Gesteine des pazifischen Ozeans und seiner Umrandung. Schweizerische Mineral. Petrograp. Mitteil., 6, 1, s. 115—119, 1926.
124. Byrd R. E. The Conquest of Antarctica by Air. Nat. Geographic Magazine, August, 1939.
125. Byrd R. E. Little America, First Byrd Expedition, New York, 416 pp., 1930.
126. Byrd R. E. The flight to Marie Byrd Land. Geogr. Review, vol. 23, 1933.
127. Byrd R. E. Exploring the Ice Age in Antarctica. Nat. Geographic Magazine, vol. 68, № 4, pp. 399—474, Washington, 1935.
128. Byrd R. E. Our Navy Explores Antarctica. Nat. Geographic Magazine, vol. 92, № 4, pp. 429—522, 1947.
129. Campbell Smith W. and Debenham F. The metamorphic rocks of Mc Murdo Sound Region. British Antarctic «Terra nova» Exp. 1910. Geology, vol. I, № 5a, pp. 131—144, 1921.
130. Campbell Smith W. and Priestley R. E. The metamorphic rocks of the Terra Nova Bay Region. British Antarctic «Terra nova» Exped. 1910. Geology, vol. I, № 5-b, pp. 145—166, 1921.
131. Campbell Smith W. The plutonic and hypabyssal rocks of South Victoria Land. British Antarctic «Terra nova», Exped. 1910. Geology, vol. I, № 6, pp. 167—227, 1924.
132. Campbell Smith W. (edit) Report on the Geological collections made during the voyage of the «Quest» on the Shackleton Rowett Expedition to the South Atlantic and Weddell Sea in 1921—22. London, 1950.
133. Campbell Smith W. The volcanic Rocks of the Ross Archipelago. British Antarctic «Terra nova» Exped. 1910 Natural History Report, Geology, vol. II, № 1, pp. 1—107, 1954.
134. Chapman F. Sea-floor deposits from soundings. Australasian Antarctic Exped. 1911—14, Scientific Reports, series A, vol. II, Oceanography, part 1.
135. Charcot and Gourdon. Geography, Glaciology, and Petrography (Exped. Antarc. Franc.), Paris, 1908.
136. Charteris A. H. Australasian Claims in Antarctica Journ. Comp. Legis and Internat. Law, vol. X, (third series), 1929.
137. Chilean Antarctic Expeditions 1952—1955. The Polar Record, vol. 8, № 53, 1956.

138. Christensen Lars. Meine letzte Expedition in die Antarktis 1936—1937 Oslo, 1938.
139. Christensen Lars. Recent reconnaissance flights in the Antarctica. Geogr. Journ., vol. 94, pp. 192—218, London, 1939.
140. Clifford Miles. The Trans-Antarctic Expedition 1955—1958. The Geogr. Magazine, vol. XXVIII, No 9, January, 1956.
141. Cohen F. Aegirine-augite crystals from a microsanidine out of the trachyte from Mount Gis, Ross, Island. British Antarctic Exped. 1907—09. Repts. Sci. Investigations, Geology, vol. 2, pp. 149—151, 1916.
142. Coulson A. L. Magnetite garnet rocks from the moraines Cape Denison, Adelic Land Australasian Antarctic Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. III, part 5, pp. 281—305, 1925.
143. Court A. Field altitudes of West Base Parties United States Antarctic Service Exped. 1929—1941. Reports of the Scientific Results U. S. Antarctic Service Exped. 1939—1941. Proceedings of the Amer. Philosoph. Society, vol. 89, No 1, pp. 61—66, 1945.
144. Dana J. D. Geology of the U. S. Exploring expedition, vol. 1—2, Philadelphia, 1849.
145. Darwin Charles. Note on a Rock seen on an Iceberg in 61° S. Lat. The Journal of the Royal Geogr. Society, vol. IV, pp. 518—529, London, 1839.
146. David T. W. E., Smeeth W. F. and Schofield J. A. Notes on Antarctic rocks collected by Mr. C. E. Borchgrevink. J. and P. R. S. New South Wales, Sydney, vol. 29, pp. 461—492, 1895.
147. David T. W. E., Priestley R. E. Glaciology, physiography, stratigraphy and tectonic geology of South Victoria Land (with short notes on palaeontology). British Antarctic expedition 1907—09, vol. 1, pp. 319, Geology, London, 1914.
148. David T. W. E. Antarctica and some of its problems. Geogr. Journal, vol. 43, pp. 605—630, 1914.
149. Davis J. K. With the «Aurora» in the Antarctic 1911—14, London, 1919.
150. Debenham F. The geological history of South Victoria Land. Summary of geological journeys. In Scott's last Expedition, vol. 2, pp. 430—440, London, 1913.
151. Debenham F. Recent and local deposits of Mc Murdo Sound Region. British Antarctic «Terra Nova» Expedition 1910. Natural history Reports. Geology, vol. 1, No 3, pp. 63—100, 1921.
152. Debenham F. The sandstone and etc. of the Mc Murdo Sound, Terra Nova Bay and Beardmore Glacier Regions. British Antarctic «Terra Nova» Expedition 1910. Geology, vol. 1, No 4, pp. 101—119, London, 1921.
153. Debenham F. Physiography of Ross Archipelago. Brit. Antarct. Exped. 1910, London, 1923.
154. Debenham F. The captain Scott Polar Research Institute. Geogr. Journal, vol. LXVIII, 1926.
155. Debenham F., Rastall R. H., Priestley R. E. The sedimentary rocks of South Victoria Land. Brit. Antarctic «Terra nova» Exped. 1910. Geology, vol. 1, No 4, pp. 101—130, 1921.
156. Deutsche Südpolar Expedition 1901—1903, vol. 1, 2, 3, Berlin, 1906.
157. Diaz Emilio. Antártica expedición 1951—52 r. (исследования в Антарктике, организованные Аргентиной в 1951—52 r.) An. Soc. Cient. Argentina, vol. 155, No 2, pp. 29—42, 1953.
158. Dobrowolski A. Belgijska wyprawa Antarktyczna Athenaeum, t. 95, str. 240—272, Warszawa, 1899.
159. Douglas G. V. Geological observations appendix I in: Wild F. Shackleton's last voyage; the story of the «Quest» Frank Wild, pp. 314—328, London—New-York, 1923.
160. Dougnuet M. et Pistre E. Исследование островов Баллен (Антарктика) экспедицией на плярном судне «Командант Шарко» C. R. Ac. Sci., t. 229, No 16, 1949.
161. Drygalski E. Deutsche Südpolar Expedition 1901—1903. Scientific reports, Berlin, 1905.
162. Drygalski E. Der Gaussberg, seine Kartierung und seine Formen. Deutsche Südpolar Exped. 1901—03, Bd. II: Geographie und Geologie, h. 1, ss. 1—46, Berlin, 1906.
163. Drygalski E. Geographie in Heard Eiland. Deutsche Südpolar Exped. 1901—1903, Bd. II, Geographie und Geologie, h. 3, ss. 223—239, 1903.
164. Du Toit Alex. L. Our wandering continents and hypothesis of continental drifting, pp. 366, Edinburgh—London, 1937.
165. Edgeworth D., Priestley R. E. Geological observations in Antarctica by the British Antarctic Expedition 1907—09 in Shackleton's «Heart of Antartica», vol. II, appendix II, pp. 268—308, London, 1909.
166. Edgeworth D., Priestley R. E. Notes in regard to Mount Erebus. In Shackleton's «Heart of Antartica», vol. II, appendix II, pp. 308—310, London, 1909.
167. Ellesworth L. My flight across Antarctica. Nat. Geogr. Mag., vol. 70, pp. 7—26, 1936.
168. Enderby Charles. Discoveries in the Antarctic Ocean in February 1839. The Journal of the Royal Geographical Society of London, vol. IX, pp. 517—528, 1839.
169. Exp. Ant. Belge. Resultats du voyage du S. Y. «Belgica» en 1897—98—99.
170. Expédition en Terre Adélie. Expéditions Polaires Françaises. Publications Préliminaires, 1952—1954.
171. Fairbridge R. W. The Juvenility of the Indian Ocean Scope. (Journal Sci. Union, U. of N. A.), vol. 1, No 3, pp. 29—35, 1948.
172. Fairbridge R. W. Antarctica and geology Scope (Journal Sci. Union, U. of N. A.) vol. 1, No 4, pp. 25—30, 1949.
173. Fairbridge R. W. Problems of Australian Geotectonic Scope (Journal Sci. Union, U. of N. A.) vol. 1, No 5, pp. 22—28, 1950.
174. Fairbridge R. W. The geology of the Antarctic. In Simpson F. A. «The Antarctic Today», pp. 96—101, Wellington, 1952.
175. Fauchille P. Fraitéde droit international publique vol. 1—2, pp. 1921—26, sid.
176. Fenner C. N. Olivine Fourchites from Raymond Fosdick Mountains, Antarctica. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 49, pp. 367—400, 1938.
177. Ferguson D. Geological observations in South Georgia. Trans. Royal Society Edinburgh, vol. 50, pp. 797—815, 1915.
178. Ferguson D. Geological observations in the South Shetlands, the Palmer Archipelago and Graham Land, Antarctica. Trans. Royal Society Edinburgh, vol. 53, pp. 29—55, 1921.
179. Fermor L. L. The mineral deposits of Gondwanaland. Trans. Inst. Min. and Metal., vol. 60, pp. 421—465, 1951.
180. Ferrar H. T. Report on the field geology of the region explored during the Discovery Antarctic Expedition 1901—1904. Nat. Antarctic Exp. 1901—04, Nat. History, vol. 1, Geology, pp. 1—100, 1907.
181. Ferrar H. T. The geological history of the Ross Dependency. New Zealand Journ. Sci. and Tech., vol. 7, pp. 354—361, 1925.
182. Filchner W. Zum sechsten Erdteil: die zweite deutsche Südpolar-Expedition, S. 410, Berlin, 1922.
183. Flemind W. L. Geology of Graham Land Expedition 1934. Geogr. Journ., vol. 91, London, 1938.
184. Flemind W. L. Notes on the scientific work of the British Graham Land Expedition 1934—37. Geogr. Journ., vol. 91, pp. 508—532, 1938.
185. Flemind W. L., Stephenson A., Roberts B. B., Bertram G. C. Notes on the scientific work of the British Graham Land Expedition 1934—37. Geology and Glaciology, Geographical Journal, vol. 91, pp. 508—532, London, 1938.
186. Fleming Ch. A. The seas between. In Simpson F. A. (ed) «The Antarctic today», pp. 102—126, Wellington, 1952.
187. Fleming John. Summary of operation of magnetic observatory at Little America 1934—35. Annual Report of Director of Dept. Terrestrial Magnetism, Carnegie Institution.
188. Falkland Islands Dependencies Survey. Scientific Reports, 1944, etc.
189. Gain L. Antarctica. Scientia, vol. 86, No 4, pp. 139—144, No 5—6, pp. 170—175, 1951.
190. Gain L. Antarctica. Nature, No 3152, No 26—28, No 3153, pp. 39—43, 1948.
191. Garcia Luis. Expedicion a la Antartida, 1947. Anales de la S. Cientifica Argentina, t. 145, entrega 2, Buenos Aires, 1948.
192. Gaudio A. Французские экспедиции в Антарктиду. Первые официальные известия. Sapere (итал.) 39, No 459/460, 56—58, 1954.
193. Geikie A. Notes on some specimens of rocks from the Antarctic regions with petrographical notes by J. Teall (Rocks collected by Capt. Robertson of the «Active» at Dundee Island in 1893 and by Mr. Borchgrevink in 1895 at Cape Adare). P. R. S. Edinburgh, vol. 22, pp. 66—77, 1899.
194. Geikie A. National Antarctic Expedition 1901—1904. Photographs. Prefatory Note, pp. 1—VII, London, 1908.
195. Geological Results of the Shackleton-Rowett («Quest») Expedition. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. XXIX, pt. 1, 1923.
196. Giaver J. Белая пустыня Норвежско-Британско-Шведская экспедиция в Антарктику 1954 r. Реферат. журн. АН СССР, т. 8, No 129000, 1955.
197. Glaciology in the international geophysical year. The Journal of Glaciology, vol. 2, No 19, p. 618, Cambridge, 1956.
198. Glastonbury J. O. G. Petrological notes on further rock specimens. Austral. Antarctic Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. III, Geology, part 6.
199. Glastonbury J. O. G. Acid effusive and hypabyssal rocks from the moraines Austral-Antarctic. Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. IV, Geology, part 4, 1940.
200. Glastonbury J. O. G. Basic igneous rocks and metamorphic equivalents from Commonwealth Bay, Austral. Antarctic. Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. IV, Geology, part 5, pp. 139—180, 1940.
201. Glastonbury J. O. G. Certain epidotic rocks from the moraines, Commonwealth Bay, Austr. Antarctic Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. IV, Geology, part 6, pp. 185—196, 1940.

202. Glastonbury J. O. G. Metamorphosed limestones and other calcareous sediments from the moraines, Austr. Antarctic Expedition 1911-14. Scientific Reports, series A, vol. IV, Geology, part 8, pp. 297-322, 1940.
203. Glastonbury J. O. G. Some Hybrid gneisses from the moraines Cape Denison, Austr. Antarctic. Exped. 1911-14. Scientific Reports, series A, vol. IV, Geology, part 9, pp. 327-333, 1940.
204. Gordon T. W. Cambrian organic remains from a dredging in the Weddell sea. Scottish National Antarctic Expedition, 1902-1904. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 52, pp. 681-714, 1920.
205. Gould L. M. Some geographical results of the Byrd Antarctic Expedition. Geograph. Review, vol. XXI, № 2, pp. 177-200, New York, 1931.
206. Gould L. M. Cold. The Record of an Antarctic Sledge Journey, New York, 1931.
207. Gould L. M. Structural relationships of the Queen Maud Mountains, Antarctica. Proc. Geol. Soc. Am., p. 83, 1934.
208. Structure of the Queen Maud Mountains, Antarctica, Bull. Geol. Soc. Amer., vol. 46, № 6, pp. 973-984, 1935.
209. Gould L. M. The Ross Shelf Ice. Bull. Geol. Soc. Amer. vol. 46, № 9, pp. 1367-1394, 1935.
210. Gould L. M. Geomorphology of the Queen Maud Mountains (Antarctica). Ann. Assoc. Amer. Geogr., vol. 27, № 2, p. 106, 1937.
211. Gould L. M. Glaciers of Antarctica. Proceedings of the American Philosophical Society, vol. 82, № 5, pp. 835-876, 1940.
212. Gould R. T. Russian Expedition of the Antarctic. Geograph. Journal, vol. 110, № 1-3, pp. 100-102, London, 1948.
213. Gourdon E. Les roches eruptives grenues de la Terre de Graham recueillies par l'expédition antarctique du dr. Charcot. Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, 141, pp. 1036-1038, 1905.
214. Gourdon R. Les roches microlithiques de la Terre de Graham recueillies par l'expédition antarctique du dr. Charcot. Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, 143, pp. 178-180, 1906.
215. Gourdon E. Sur un microgranite alcalin recueillie sur la Terre Graham par l'expédition antarctique du dr. Charcot. Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, 144, pp. 1224-1226, 1907.
216. Gourdon E. Géographie physique, Glaciologie, Petrographie des régions, visités par l'expédition Antarctique Française, commandée par le dr. Charcot, 1903-1905. Paris, 1908.
217. Gourdon E. Sur deux gisements de zeolites dans l'Antarctique. Comptes Rendus des séances de l'Académie des Sciences, 151, pp. 153-154, 1910.
218. Gourdon E. Sur la constitution minéralogique des Shetland du Sud (the Deception). C. R. Acad. Sci., 158, Paris, 1914.
219. Gourdon E. Sur la constitution minéralogique de l'île Jenny (Antarctica). C. R. Acad. Sci., 159, Paris, 1914.
220. Gourdon E. Minéralogie-Geologie, Deuxième Expédition Antarctique Française (1908-1910) commandée par le dr. Charcot. Paris, 1917.
221. Grande. Voyage au Pol Sud sous le commandement de M. Dumont d'Urville. Géologie, Minéralogie et Géographie, 2 vol., Paris, 1848-54.
222. Gregory J. W. The Work of the National Antarctic Expedition. Nature, vol. 63, pp. 606-612, 1901.
223. Gregory J. W. The structural and petrographical classification of coast types. Scientia, vol. 2, pp. 36-63, 1912.
224. Gregory J. W. Geological relations and some fossils of South Georgia. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 50, pp. 817-822, 1915.
225. Gregory J. W. The geological history of the Atlantic Ocean. Quart. Journ. Geol. Soc. (London), vol. 85, pp. LXVIII-CXII, 1929.
226. Hamre Ivar. The Japanese South Polar Expedition of 1911-12, a little known episode in Antarctic Explorations. Geogr. Journ., vol. 82, № 5, pp. 411-423, London, 1933.
227. Halle, Felix, Killian et al. Geology and Palaeontology. (Swed antarctic Exped.), vol. III, Stockholm, 1905-1916.
228. Halle T. C. The Mesozoic Flora of Graham Land. Wiss. Ergebn. Schwed. Sudpolar. Exped. 1901-1903, vol. 3, № 14, 1913.
229. Hayes, J. G. Antarctica. (In «Glaciology», chapter III). London, 1928.
230. Hawthorne R. Exploratory flights of admiral Byrd (1940). Reports on Scientific Results of the U. S. Antarctic Service Exped. 1939-41. Proceedings of the Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, 1945.
231. Hedley C. Palaeogeographical relations of Antarctica. Proc. Linn. Soc. 124-th sess., pp. 80-90, London, 1912.
232. Hennig A. Le Conglomerate pleistocene à Pecten. Wiss. Ergebn. Sudpolar-Exped. 1901-1903, vol. 3, № 10, 1911.
233. Henry Thomas R. The White Continent. New York.
234. Herdman H. F. Report on soundings taken during the Discovery Investigations 1926-32. Discovery Reports, vol. VI, pp. 205-236, 1932.
235. Herrmann E. Tektonik und Vulkanismus in der Antarktis und der benachbarten Meeresstellen. Petermanns Geogr. Mitt., vol. 92, pp. 1-11.
236. Heurtebize G. Sur les environs de Port-Martin. C. R. Acad. Sc., vol. 234, № 13, pp. 1380-1382, 1952.
237. Heurtebize G. Sur les formations géologiques de la Terre Adélie. C. R. Acad. Sc., vol. 234, № 22, pp. 2209-2211, 1952.
238. Hoge E. Projet d'une expédition scientifique sur le continent Antarctique. Bull. Class. Sci. (Ac. Roy. Belg.) 41, № 5, pp. 560-565, 1955.
239. Hogg E. G. A contribution to the Petrology of Kerguelen Island. P. R. S. Victoria 11, Melbourne, pp. 209-213, 1899.
240. Hollédahl O. On the Geology and Physiography of some Antarctic Islands. Sci. Results of the Norw. Antarc. Exped. 1927-28 and 1928-29 Christensen. Det. Norske Vidensk. Akad., № 3, pp. 1-172, Oslo, 1929.
241. Hocker J. D. The Botany of the Antarctic voyage of the H. M. discovery ships «Erebus» and «Terror». Flora Antarctica, vol. 2, 1847.
242. Hough J. L. Pleistocene deposits of the Ross sea and southeastern Pacific Ocean. Bull. Geol. Soc. America, vol. 53, № 12, part 2, p. 1331, 1948.
243. Hough J. L. Pleistocene lithology of Antarctic Ocean bottom sediments. Journ. of Geol., vol. 58, pp. 254-260, 1950.
244. Howard A. D. Transmission of stress through ice folds of the Bay of Whales, Antarctica. Bull. Geol. Soc. America, vol. 59, № 12, part 2, p. 1373, 1948.
245. Howard A. D. Further observations on the Ross Shelf Ice, Antarctica. Bull. Geol. Soc. America, vol. 59, № 9, pp. 919-926, 1948.
246. Hugh R Mill. The Siege of the South Pole London 1905.
247. Ihering H. Die Kreide-Eozän-Ablagerungen der Antarktis. Neues Jahrb. f. Min. etc., vol. 51, pt. 2, pp. 240-301, 1921.
248. Ihering H. Land-bridges across the Atlantic and Pacific Oceans during the kainozoic era. Quart. Journ. Geol. Soc., vol. 87, pp. 376-391, 1931.
249. International Geophysical Year 1957-58. Antarctica 1955-56. The Polar Record, vol. 8, № 53, 1956.
250. Jensen H. J. Report on the petrology of the alkaline rocks of Mount Erebus, Antarctica. Brit. Antarc. Exped 1907-09, vol. 2, pp. 93-123, 1916.
251. Joerg W. L. The work of the Byrd Antarctic Expedition 1928-30. Geogr. Rev. p. 71, 1930.
252. Joerg W. L. The topographical results of Ellesworth's Trans-Antarctic flight of 1935. Geogr. Rev., vol. 26, pp. 454-462, 1936.
253. Joerg W. L. The cartographical results of Ellesworth's Trans-Antarctic Flight of 1935. Geogr. Rev., vol. 27, pp. 430-444, 1937.
254. King Lester. Speculations upon the outline and the mode of description of Gondwanaland. Geol. Mag., vol. 87, pp. 353-359, 1950.
255. King Lester. Necessity continental drift. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., vol. 37, № 9, pp. 2163-2177, 1953.
256. King J. A. South Africa and Subantarctic. In F. A. Simpson «The Antarctic to-day». Wellington, pp. 304-313, 1952.
257. Kleeman A. W. Schists and gneisses from the moraines, Cape Denison, Adelle Land, Austr. Antarctic Exped. 1911-14. Scientific Reports, series A, vol. IV. Geology, part 7.
258. Knowles P. H. Geology of southern Palmer Peninsula, Antarctica. Reports on Scientific Results of the U. S. Antarc. Service Exped. 1939-41. Proceedings of Amer. Philosoph. Society, vol. 89, № 1, pp. 132-145, 1945.
259. Knowles P. H. Glaciology of southern Palmer Peninsula. Antarctica. Reports on Scientific Results of the U. S. Antarctic Service Exped. 1939-41. Proceedings of the Amer. Philosoph. Society, vol. 89, № 1, pp. 174-176, 1945.
260. Kober L. Tektonische geologie, part Die Antarktis, s. 411-412, 1942.
261. Kosack H. P. Eine neue Karte von Antarktika. Petermanns geographische Mitteilungen, t. 95, № 2, s. 75-80, 1951.
262. Kosack H. P. Die weitschende politische und wirtschaftliche Beachtung der Antarktis glückauf. Jahrg. 90, Heft 25/26, pp. 685-690, 1954.
263. Kosack H. P. Zur Fertigstellung der Karte der Antarktis. Petermanns Geographische Mitteilungen, Bd. 98, № 4, 1954.
264. Kosack H. P. Die Antarktis eine Länderkunde. 318 pp. Heidelberg, 1955.
265. Kranck E. H. The South Antilean Ridge. Bull. Comm. Géol. Finland, № 104, pp. 99-103, 1934.
266. Kühn Arthur. Die Ross Barriere. Urania, Bd. 16, № 12, s. 471-472, Jena, 1953.
267. Lamb H. H. Топография и условия погоды в Антарктике. Geogr. Journ., vol. 3, № 1-3, pp. 48-66, 1948.
268. Law P. G. and Burstall T. Australian Antarctic Research. In Simpson F. A. (ed.) «The Antarctic Today», pp. 297-303, Wellington, 1952.
269. Law Phillip. The Australian Antarctic Expedition to Mac-Robertson Land. Geogr. Journ., vol. 120, № 4, pp. 409-421, 1956.

269. Law Phillip. Australian National Antarctic Research Expedition 1955. Geogr. Journ., vol. 122, № 1, pp. 31—39, 1956.
270. Leay Petra. Mapping the Falkland Islands Dependencies. The Polar Record., vol. 8, № 53, 1956.
271. Legendre R. Океанографические экспедиции последнего времени (о неудаче французской экспедиции в Антарктику на Землю Адели). Nature, № 3168, pp. 99—100, 1949.
272. Liesta I. Опыт измерения колебаний ледников в Антарктике. Norsk. Geogr. tidsskr. 14, № 1—4, pp. 152—157, 1953. Реферат, журн. АН СССР, т. 6, № 6478, 1955.
273. Lillie H. R. Антарктика в мировой политике. Canad. Geogr. Journ., vol. 36, № 6, p. 282, 1948.
274. Lincoln Ellesworth's Antarctic Expedition, 1938—39. The Polar Record, № 27, Cambridge, 1944.
275. Loewe T. Contribution to the glaciology of the Antarctic. Journ. of Glaciology, vol. 2, № 19, pp. 657—666, 1956.
276. McCormick R. Geological Remarks on the Antarctic Continent and southern Islands. Appendix IV. (In Ross's «Voyage in the Southern and Antarctic Regions», vol. 2, pp. 412—422), London, 1847.
277. Mac Fadyen W. A. Fossil foraminifera from the Burdwood Bank and their geol. significance. Discovery Reports, VII, pp. 1—16, Cambridge, 1933.
278. Macleod W. A. White O. E. Supplementary notes on some antarctic Rocks and Minerals. Proc. Royal Soc. Tasmania 1900—1901, pp. 38—41, 1902.
279. Marret M. and others. Expedition on Terre Adélie 1951—53. Expéditions Polaires Françaises, Mission Paul. Emil Victor, Expéditions antarctiques. Rapports préliminaires, série scientifique, № 24, Paris, 1954.
280. Mawson D. The Australasian Antarctic expedition. Geogr. Journ., vol. 37, pp. 609—620, 1911.
281. Mawson D. Petrology of rock collections from the mainland of South Victoria Land. Brit. Antarct. Exped. 1907—09. Geology, vol. 2, part XIII, pp. 203—237, 1916.
282. Mawson D. Cartography and physiography. Austral. Antarctic Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. I.
283. Mawson D. The home of the Blizzard. London, 1915.
284. Mawson D. Unsolved Problems of Antarctic Explorations and Research. In «Problems of Polar Research», Amer. Geogr. Soc. Spec. Publ., № 7, 1928.
285. Mawson D. The BANZ Antarctic Research Expedition, 1929—31. Geogr. Journ., vol. 80, pp. 101—131, London, 1932.
286. Mawson D. Catalogue of rocks and minerals collected in Antarctic Lands. Austral. Antarctic Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. 4. Geology, part 13, pp. 405—432, 1940.
287. Mawson D. Sedimentary Rocks. Australasian Antarctic Exp. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. 4. Geology, part II, pp. 347—367, 1940.
288. Mawson D. Record of minerals of King George Land, Adélie Land and Queen Mary Land. Austral. Ant. Exped. 1911—14. Scientific Reports, series A, vol. 4. Geology, part 12, pp. 371—404, 1940.
289. Mawson D. Scientific Reports of the Australasian Antarctic Expedition 1911—14. Sydney, 1942.
290. Mawson D. Macquarie Island, its geography and geology. Austral. Antarctic Exped. 1911—14, series A, vol. 5m, 194 pp., 1943.
291. Mawson D. Basaltic lavas of the Balleny Islands. A. N. A. R. E. Report Trans. Roy. Soc. South. Austral., vol. 73, pp. 223—231, 1950.
292. Mawson D. Programme of Australian Antarctic exploration. Nature, vol. 172, № 4376, 1953.
293. Mawson D. P. The Falkland Islands Dependencies Survey: explorations of 1947—48. Geogr. Journ., vol. 115, № 4—6, pp. 145—160, 1950.
294. Meckling L. Ozeanische Bodenformen und ihre Beziehungen zum Bau der Erde. Petermanns Geogr. Mitt., vol. 86, pp. 1—10, 1940.
295. Meinardus W. Zum Klima der Antarktis in der Eiszeit. Z. Gletscherkunde, Bd. 22, pp. 274—278, 1935.
296. Mill H. R. Siege of the South Pole. London, 1905.
297. Mill H. R. Life of sir Ernest Shackleton. London, 312 pp., 1933.
- 297a. Minerals of the Antarctic. The Mining Journal, vol. CCXLVI, № 6285, pp. 149—150, London, 1956.
298. Mountain E. D. Potash-oligoclase from Mt Erebus, Antarctica and anorthoclase from Mt. Kenya, East Africa. Mineral. Mag., vol. 20, (109), pp. 331—345, 1925.
299. Murray J. A summary of the scientific results obtained at the sounding, dredging and trawling stations of HMS Challenger, 2 vol., London, 1895.
300. Murray J. Facts and arguments in favour of an Antarctic Expedition. Geol. Mag., vol. 5, pp. 268—276, 1898.
301. Murray J. Additional notes on eruptions; in Shackleton's «Heart of the Antarctic», vol. II, appendix II, pp. 310—315, London, 1909.
302. National Antarctic Exped. 1901—04. Nat. Hist., vol. I, Geology (field Geology, petrography) 1907, vol. II, Physical observations.
303. Новая карта Антарктики. Rev. Geogr. Ital. Ann. 58, fasc. 3, pp. 252—263, 1951.
304. Nathorst A. G. Sur la flora fossile des régions antarctiques. C. R. Acad. Sci., vol. 138, № 1447, Paris, 1904.
305. Nichols R. L. Preliminary report on the Geology of the Marguerite Bay area, Antarctic. By the Ronne Antarctic Research. (Ronne Antarctic Research Exp. technical report № 6), 1948.
306. Nockolds S. R. Petrology of rocks from Queen Mary Land. Austral. Antarct. Exped. 1911—14. Scien. Reports, series A, vol. IV, Geology, part 2, pp. 15—36.
307. Nordenskjöld O. Petrographische untersuchungen aus dem Westantarktischen Gebiete. Bull. Geol. Inst. Upsala, vol. 6, pp. 234—246, Upsala, 1905.
308. Nordenskjöld O. Die Schwedische Südpolar Expedition und ihre geographische Tätigkeit. Wiss. Ergebn. Schwed. Südpolar Exped., 1901—03, Band 1, № 1, 1911.
309. Nordenskjöld O. Antarktis. Handbuch d. Region. Geol., vol. 8, № 6, Heidelberg, 1913.
310. Nordenskjöld O. Geologie und Paläontologie. Wiss. Ergebn. der Schwed. Südpolar exped. 1901—03, Band 3, pp. 765, Stockholm, 1916.
311. Nordenskjöld O. and Nacking. Geography of Polar Regions. New York, 1928.
312. No Antarctic Uranium. Science News Letters, vol. 53, № 16, 1948.
313. Odell H. E. Antarctic Glaciers and Glaciology. In Simpson F. A. (ed.) «The Antarctic Today», pp. 25—55, Wellington, 1952.
314. O'Neill A. Sur quelques roches éruptives de l'Antarctique. Soc. Sav. Paris. 66, Cong. Toulouse 1933, Sec. Sci. C. R., pp. 170—177, 1933.
315. Oulie Marlie. Charcolt of the Antarctic, 235 pp. New York, 1939.
- 315a. Pain H. K. An historical outline of Antarctic Explorations. Royal G. S. of Australia, South Australian Branch. Proceedings for 1941—42, vol. 43, pp. 28—48, Adelaide, 1942.
316. Passel Ch F. Sedimentary rocks of the Southern Edsel Ford Range, Mary Byrd Land, Antarctica. Reports on Scientific Results of the U. S. Antarctic Service Exped. 1939—41. Proceedings of the American Philosoph. Society, vol. 80, № 1, pp. 123—131, 1945.
317. Pelikan A. Petrographische Untersuchungen der Gesteinsproben. Resultats du voyage de S. Y. «Belgica», Expéd. Antarctique Belge, Geologie, Anvers, pp. 1—49, 1909.
318. Первые полеты над Антарктикой. Wings, vol. 23, № 5, p. 9, 1954.
319. Petersen J. Die Reisen des «Jason» und der «Hertha» in das antarktische Meer, 1893—1894 und die wissenschaftlichen Ergebnisse dieser Reisen. Mitt. Geogr. Ges. Hamburg, 1895, vol. 10. (1891—92), pp. 245—298, 1892.
320. Philipp E. Die Geologie des von der deutschen Südpolar Expedition besuchten antarktischen Gebietes. Z. D. Geol. Ges. Berlin, 55, 8—10, 1904.
321. Philipp E. Ueber Grundproben und geologisch-petrographische Arbeiten der Deutschen Südpolar Expedition. V. des XV, D. geographentages zu Danzig, ss. 34—38, Berlin, 1905.
322. Philipp E. Geologische Beschreibung des Gausbergs. Deutsche Südpolar Expedition 1901—03, b. II, Heft 1, № 2, Berlin, 1906.
323. Philipp E. Geologie der Heard—Insel. Deutsche Südpolar Exped. 1901—03, Bd II, Geogr. und Geol., Heft. 3, ss. 241—50, 1908.
324. Philipp E. Geologische Beobachtungen auf der Possession—Insel. Deutsche Südpolar Expedition, 1901—03, Bd II, Geogr. und Geol., Heft. 4, ss. 315—323, 1908.
325. Pirie I. H. On the Graptolite-bearing Rocks of the South Orkneys (with a note by Dr Peach on specimens from the South Orkneys). Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. XXV, pp. 463—470, 1905.
326. Pouller G. The scientific work of the second Byrd Antarctic Expedition. The Sc. Monthly, vol. 49, № 1, pp. 5—20, 1939.
327. Pouller T. G. Seismic measurements on the Ross Shelf Ice. Am. Geophys. Union, vol. 28, № 2, pp. 162—171, 1947.
328. Pouller T. G. Geophysical studies in the Antarctic. Stanford Research Institute, California, 1950.
329. Praje O. Beitrag zur Bodengestaltung des südantarktischen Ozeans. Centralie f. Min. Geol. Pal., vol. 29, pp. 129—152, 1928.
330. Priestley R. E. Scientific results of the western Journey. Section I, Geological and Geographical. In Shackleton's «Heart of Antarctica», vol. II, Appendix III, pp. 315—322, London, 1909.
331. Priestley R. E. Physiography (Robertson Bay and Terra Nova Bay Regions). British. Ant. «Terra Nova» Exped. 1910—13, 1923.
332. Priestley R. E. and David T. W. Geological notes of British Antarctic Expedition 1907—09. C. R. Congr. Geol. Intern. (XI, Stockholm, 1910), vol. 2, pp. 767—811, 1912.
333. Priestley R. E. and Wright C. S. Some Ice Problems of Antarctica. In «Problems of Polar research», Amer. Geogr. Soc. Spec. publ., № 7, 1928.
334. Prior G. T. Petrographical notes on rock specimens collected in Antarctic regions during the voyage of «Erebus» and «Terror» under sir James Clark Ross in 1839—43. Mineral Magazine, vol. 12, № 55, pp. 69—91, 1898.

335. Prior G. T. Report on the rock specimens collected by the «Southern Cross» Antarctic Expedition. Report on the collections of Natural History made in the Antarctic regions during the voyage of the «Southern Cross». London, 1902.
336. Prior G. T. Report on the rock specimens collected during the «Discovery» Antarctic Expedition, 1901-04, National Antarctic Exped. 1901-1904. Nat. Hist., vol. 1, Geology, pp. 101-140, 1907.
337. Quartermain L. B. New Zealand and the Antarctic. New Zealand Sci. Rev. vol. 11, № 6-7, pp. 76-77, 1953.
338. Rastall R. H. and Priestley R. E. The slate-graywacke formation of Robertson Bay. Brit. Antarctic «Terra Nova» Exped. 1910. Geology, vol. 1, № 4, pp. 121-130, London, 1921.
339. Rayner G. W. Mac-Robertson Land and Kemp Land 1936. Discovery Rep. 19, pp. 165-184, 1940.
340. Recent activity in the Antarctic. Geogr. Rev. vol. 38, № 3, pp. 498-502, 1948.
341. Roed F. R. C. The Geology of the British Empire. 2nd edition, London, 1949.
342. Reinisch R. Petrographische Beschreibung der Gaussberg Gesteine Deutsche Südpolar Exped. 1901-03, Bd. 2, Heft 1, Kartographie und Geologie, ss. 73-87, Berlin, 1906.
343. Reinisch R. Petrographische Beschreibung der Kerguelen Gesteine Deutsche Südpolar Expedition 1901-03, Bd. 2, Heft 2, Kartographie und Geologie, pp. 209-222, Berlin, 1908.
344. Reinisch R. Gesteine der Heard Insel. Deutsche Südpolar Expedition 1901-03, Bd. 2, Heft 3, Geographie und Geologie, ss. 251-263, 1908.
345. Reinisch R. Gesteine von der Possession Insel. Deutsche Südpolar Expedition 1901-03, Bd. 2, Heft 4, Geographie und Geologie, ss. 325-333, 1908.
346. Reiter H. Die Südpolarfrage und ihre Bedeutung für die genetische Gliederung der Erdoberfläche. Zeitschr. Wiss. Geogr. Bd. 6, ss. 1-30, Weimar, 1888.
347. Reiter H. Report on the rock specimens collected on oceanic islands during the voyage of «Challenger». Report on the scientific results of the voyage of Challenger. Physics and Chemistry, vol. 11, London, 1889.
348. Report on the geological collection made during the voyage of the «Quest» (on the Shackleton-Rowett Expedition to the South Atlantic and Weddell Sea in 1921-22). British Museum (Natural Hist.), pp. 160, London, 1930.
349. Reports on Scientific Results of the United States Antarctic Service Expedition 1939-41. Proceedings of the American Philosophical Society, vol. 89, № 1, 400 pp. 1945
350. Richert M. Южные и Антарктические французские земли и их перспективы Cahiers franç. Inform., № 267, pp. 9-12, 1955.
351. Riiser-Larsen Hjalmar. The Norwegian Antarctic Expedition of 1929-30. Geogr. Rev. vol. 20, pp. 555-573, 1930.
352. Ritscher Alfred. Die geographischen Verhältnisse in Abschnitt zwischen 12 West und 20 Ost der Antarktis. Zeitschr. Ges. f. Erdk., Berlin, 1939.
353. Ritscher Alfred (edited). Die Deutsche Antarktische Expedition 1938-39, 3 vols. Leipzig, 1942.
- 353a. Ritscher Alfred. «Oasen» in Antarktika Polarforschung. Jahrg 16, Bd. 2, Heft 1/2, ss. 70-71, 1946.
354. Roberts B. Norwegian-British-Swedish Antarctic Expedition 1949-52. Nature, vol. 165, № 4184, pp. 8-9, 1950.
355. Robin G. de Quetteville. Queen Maud Land Expedition. Marine Observer, vol. 23, № 160, pp. 105-108, 1953.
356. Robin G. de Quetteville. Measurements of ice thickness in Dronning Maud Land, Antarctica. Nature, vol. 171, № 4341, pp. 55-58, 1953.
357. Roch E. Geologie de l'Antarctique. Exped. Polaires Françaises Publ., № 8, 1950.
358. Ronne. Antarctic Research Expedition 1947-48. Technical Reports, № 1-10
359. Ronne Finn. The Main Southern Sledge Journey from East Base Palmer Land, Antarctica. Reports on scientific Results of the U. S. Antarctic Service Exped. 1939-41. Proceedings of the Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, pp. 13-22, 1945.
360. Ronne Finn. Antarctic Conquest. 299 pp. New York, 1949.
361. Ronne Finn. Антарктическая экспедиция Поинне 1946-48 гг. Geogr. Rev. vol. 33, № 3, pp. 355-391, 1948.
362. Ross S. E. The submarine topography of the Ross Sea and adjacent Waters. Geogr. Review, vol. 27, pp. 574-583, 1937.
363. Routs E. F. An international Expedition to Antarctica; voyage to Queen Maud Land. Geographical magazine, vol. 23, № 3, pp. 85-100, 1950.
364. Routs E. F. Preliminary note on the Geology of Western Dronning Maud Land. Norsk. geol. Tidsskrift. Bd. 32, № 1, pp. 18-33, 1953.
365. Roscol John. U. S. Air Directorate of Intelligence Regional Photo Interpretation Series: Antarctica, 2 vols.
366. Ross James Clark. Voyage of discovery and research in the Southern and Antarctic regions during the years 1839-43. 2 vols. London, 1847
367. Scientific results of the Norwegian Antarctic Expedition 1927-28 et seq. instituted and financed by consul Lars Christensen. Utgitt for Fridtjof Nansen's Fond. 2 vols. Det. Norske Videnskaps-akademii, Oslo, 1935-37.
368. Saunders A. A. Camera in Antarctica. London, 1940.
369. Scheffer H. Die Antarktis Zeitschrift für den Erdkundeunterricht. Heft 11-12, ss. 520-527, Berlin, 1951.
370. Schetelig J. Report on rock specimens collected on Roald Amundsen's South Pole Expedition. Vidensk. Skrift. Math.-Natur. Klasse, № 4, pp. 1-32, Christiania, 1915.
371. Schoene Ch. A. Operation «Highjump». Journ. of the Coast and Geodesic Survey, № 2, pp. 75-81, 1949.
372. Seward A. C. Antarctic fossil plants Brit. Antarctic «Terra Nova» Exped., 1910. Nat. Hist. Report. Geologie vol. 1, № 1, pp. 1-49, London, 1914.
373. Sharman G. and Newton E. T. Note on some fossils from Seymour Island. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 37, pp. 707-709, 1894.
374. Sharman G. and Newton E. T. Notes on some additional fossils collected at Seymour Island, Graham's Land, by dr. Donald and captain Larsen P. R. S. Edinburgh, vol. 22, pp. 581-61, 1900.
375. Shackleton E. The Heart of the Antarctic. 2 vols. London, 1909.
376. Simpson Frank A. (edited) The Antarctic Today (A mid-century survey by the New Zealand Antarctic Society), pp. 390, Wellington, 1952.
377. Simpson Frank A. New Zealand Antarctica. New Zealand Geograph, vol. 10, № 1, pp. 1-24, 1954.
378. Siple P. A. The second Byrd Antarctic expedition. Botany, Geology and Geographical Distribution, An. Mo. Bot. Garden, vol. 25, № 2, pp. 467-514, 1938.
379. Siple P. A. Geographical exploration from Little America III, the West Base of the United States Antarctic Service Expedition 1939-41. Reports on Scientific Results of the U. S. Ant. Ser. Exped. 1939-41. Proceedings of the America Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, pp. 23-60, 1945.
380. Siple P. A. Географическая основа научных исследований в Антарктике Proc. Nat. Acad. Sci. U. S. A., vol. 40, № 10, pp. 978-982, 1954.
- 380a. Sistek D. Petrographische Untersuchungen der Gesteinsproben, II Theil. Exp. antarct. belge. Resultats du voyage du S. Y. «Belgica» Rapp. Sc. V. Océanographie et Geologie, 20 pp. 1912.
381. Skeels E. W. Reports on the petrology of some limestones from the Antarctic. British Antarctic Exp. 1907-09. Reports of the Scient. Investig. Geology, vol. 11, part XII, pp. 191-192, 1916.
382. Антарктика Отчет об экспедиции на Землю Королевы Мод (1950-1952 гг.) Vea. mir. R. 32, t. 2, s. 48-49, 1953.
383. Stephenson A. Flemin W. L. King George VI Sound, Geogr. Journ., vol. 96, pp. 153-166, 1940.
384. Stetson H. C. Bottom deposits of the Ross Sea (Antarctica). Journ. Sedim. Petrology, vol. 7, № 2, pp. 55-56, 1937.
385. Stewart D. The petrography of some Antarctic rocks. Amer. miner., vol. 19, № 4, pp. 150-160, 1934.
386. Stewart D. The petrography of some rocks from South Victoria Land. Proc. Amer. Philosoph. Soc., vol. 74, № 4, pp. 307-310, 1934.
387. Stewart D. The Michigan collections of Antarctic rocks and minerals. Proc. Amer. Philosoph. Soc., vol. 74, № 4, pp. 311-317, 1934.
388. Stewart D. The petrography of Beacon Sandstone (Permo-carboniferous Triassic) of South Victoria Land. Amer. miner., vol. 19, № 8, pp. 351-359, 1934.
389. Stewart D. A contribution to Antarctic petrography. Journ. of Geol., vol. 42, № 5, pp. 546-550, 1934.
390. Stewart D. Anorthoclase crystals as an index of the migration of Penguins. Amer. Journ. Sci., vol. XXVII, pp. 454-456, 1934.
391. Stewart D. Petrography of some rocks from the South Orkney islands and the Antarctic archipelago. Amer. Miner. vol. 22, № 3, pp. 178-194, 1937.
392. Stewart D. Notes on some Adelie Land rocks. Amer. miner., vol. 23, № 3, pp. 464-467, 1938.
393. Stewart D. Petrography of some South Victoria Land rocks. Amer. miner. vol. 24, pp. 155-161, 1939.
394. Stewart D. Petrography of rocks from the Pacific Antarctica. Proc. Sixth Pac. Sci. Cong. 1939, pp. 741-746, 1940.
395. Stewart D. Note on some Marie Byrd Land Rocks. Amer. miner. vol. 26, № 1, pp. 42-49, 1941.
396. Stewart D. Preliminary report on some intrusives of the Melchior Islands, Antarctica. Reports on Scient. Results of the U. S. Ant. Service Exped. 1939-41. Proceedings of the Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, pp. 146-147, 1945.
397. Stewart D. The petrography of some intrusive rocks from King Edward VII and Mary Byrd Land, Antarctica. Reports on Scient. Results of the U. S. Ant. Service Exped. 1939-41. Proceedings of the Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, pp. 148-151, 1945.

398. Stewart D. Abstracts of works on Antarctic Petrography. Reports on Scient. Results of the U. S. Antarctic Service Exped. 1939-41. Proceedings of the Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, 1945.
399. Stewart D. On the mineralogy of Antarctica. Amer. Mineral., vol. 36, pp. 362-367, 1951.
400. Stillwell F. L. Metamorphic rocks of Adeline Land. Australasian Antarctic Expedition 1911-1914. Scient. Rep., series A, vol. III, part 1, pp. 1-230, Adelaide, 1918.
401. Stillwell F. L. Amphibolites and Related Rocks from the moraines, Cape Denison, Adeline Land. Austr. Antarct. Exped. 1911-14. Scient. Rep., series A, vol. III, part. IV, pp. 259-280, 1923.
402. Summers H. S. and Edwards A. B. Granites of King George Land and Adeline Land. Austr. Antarct. Exped. 1911-14. Scient. Rep., series A, vol. III. Geology, part 3.
403. Taylor G. The geological expedition to Granite Harbour. (Jan. 1911-febr. 1913). In: «Scott's last expedition» vol. 2, (ed by L. Huxley), pp. 222-230, London, 1913.
404. Taylor G. Antarctic adventure and research, 245 pp., New York, 1930.
405. Taylor G. Antarctica. Reg. Geol. der Erde, vol. 1, Die alten Kerne, sect. 8, 34 pp., Leipzig, 1940.
406. Thomas H. H. On the Wilson's collections of rocks and minerals from the South Shetland Island and Trinity Island. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 53, pp. 81-89.
407. Thompson A. A. Antarctic seismological bulletin Palmer Land Peninsula, Antarctica. Rome Antarctic Research Exped., Technical reports, № 9, 33 pp., 1950.
408. Thomson J. A. On the rock specimens from Central and Western Australia, collected by the Elder scientific exploring expedition of 1891-92. Journ. and Proc. Roy. Soc. New South Wales, 1911, 45, pt. 3, pp. 292-317, 1912.
409. Tilley C. E. Petrographical notes on Rocks from Elephant Land, South Shetlands. Report on Geol. Collection made during the voyage of the «Quest» on the Shackleton-Rowett Expedition to the South Atlantic and Weddell Sea in 1921-22, pp. 55-62.
410. Tilley C. E. The metamorphic limestones of Commonwealth Bay, Adeline Land. Austr. Ant. Exped. 1911-14. Scient. Rep., series A, vol. III, Geology, part. II, pp. 231-244, 1923.
411. Tilley C. E. Enderbite, a new member of the charnockite series. Geol. Mag., vol. 73, № 7, pp. 312-316, 1936.
412. Tilley C. E. Rocks from Enderby Land. BANZ Antarctic Research Exped. 1929-31. Reports, series A, vol. II, Geology, parts 1, 5, 6, 9, 12, Adelaide, 1937.
413. Tilley C. E. Rocks from Mac-Robertson Land. BANZ Antarctic Research Exped. 1929-31. Reports, ser. A, vol. II, Geology, part 2, Adelaide, 1937.
414. Tilley C. E. A group of gneisses (Sillimanitic and cordieritic) from the moraines at Cape Denison, Antarctica. Austr. Ant. Exp. 1911-14. Scient. Reports, series A, vol. IV, Geology, part 10, 1940.
415. Turon R. L'Antarctide; esquisse geologique. Rev. Gen. Sci., t. 47, № 5, pp. 144-151, Paris, 1936.
416. Types of ice. Antarctica. Australasian Antarctic Exped. 1911-14. Scient. Rep., series A, Sydney, 1942.
417. Tyrrell G. W. The petrology of South Georgia. Trans. Roy. Soc., Edinburgh, vol. 50, pp. 823-836, 1915.
418. Tyrrell G. W. A contribution to the petrography of the South Shetland Islands, the Palmer Archipelago and Danco Land Coast, Graham Land, Antarctica. Trans. Roy. Soc. Edinburgh, vol. 53, pp. 57-79, 1921.
419. Tyrrell G. W. Petrography and Geology of South Georgia. Report on the Geol. collections made during the voyage of the «Quest», pp. 28-54, London, 1930.
420. Tyrrell G. W. The South Sandwich Islands. Report on rock specimens. Discovery Reports, vol. III, Cambridge, 1931.
421. Tyrrell G. W. Report on Rocks from West Antarctica and the Scotia Arc. Discovery Reports, vol. XXIII, pp. 37-102, Cambridge, 1945.
422. U. S. Navy Antarctic Exped. Geogr. Journ., vol. 110, № 1-3, pp. 137-138, 1948.
423. Vila Labra Oskar. Chilenos en la Antartica, 206 pp., Santiago, 1947.
424. Viveri D. G. Topography and Geology of South Georgia. Report on the geol. collections made during the voyage of the «Quest», pp. 4-27, London, 1930.
425. Viveri D. G. Zavadovskii Island and notes on rocks fragments dredged in the Weddell sea. Report on the geological collections made during the voyage of the «Quest», pp. 63-66, London, 1930.
426. Wade A. F. Petrologic and structural relations of the Edsel Ford range, Marie Byrd Land, to other Antarctic Mountains. Bull. Geol. Soc. Am., vol. 48, № 10, pp. 1387-96, 1937.
427. Wade A. F. Northeastern borderlands of the Ross sea. Glaciological studies in King Edward Land and northeastern Marie Byrd Land. Geogr. Rev., vol. 27, pp. 584-597, 1937.
428. Wade A. F. The geology of the Antarctic Continent and its relationships to neighbouring land areas. Proc. Roy. Soc. Qld., vol. 52, part 1, pp. 24-35, 1941.
429. Wade A. F. (major U. S. Army). An Introduction to the symposium on Scientific Results Antarctic Service Exped. Reports on Scient. Res of the US Ant. Service Exped. 1939-41. Proc. of the Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, 1945.
430. Wade A. F. Geology of the Rockefeller Mountains, King Edward VII Land, Reports on Scient. Res of the U. S. Antarct. Service Exp. 1939-41. Proc. of the Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, 1945.
431. Wade A. F. The physical aspects of the Ross Shelf Ice. Reports on Scientific Results of the U. S. Ant. service Exped. 1939-41. Proc. of Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, 1945.
432. Wade A. F. Oil in Antarctica. The Oil Weekly, vol. 121, № 5, pp. 4-10, 1946.
433. Wade A. F. Some contributions to the geography, geology and glaciology of Antarctica. U. S. A., 1951.
434. Walford G. B. Antarctica: an airman's view. Geogr. Mag., vol. 23, № 6, pp. 233-240, 1950.
435. Walkom A. B. Report on the pyroxene granulites collected by the British Antarctic Expedition 1907-09. (Contributions to the paleontology and petrography of South Victoria Land). Brit. Ant. Exped. 1907-09. Reports of the Scientific Investigations. Geology, vol. II, 1916.
436. Warner L. A. Structure and petrography of the southern Edsel Ford Ranges, Antarctica. Reports on Scient. Results of the U. S. Ant. Service Exp. 1939-41. Proc. of Amer. Philosoph. Soc., vol. 89, № 1, pp. 78-122, 1945.
437. Weetman Ch. All about Antarctica, 192 pp., Melbourne, 1948.
438. Weller S. The Stokes collection of Antarctic Fossils. Journ. of Geol., vol. 11, pp. 413-419, 1903.
439. Wilckens O. Die Anneliden, Bivalven und Gastropoden der Antarktischen Kreideformation. Wiss. Ergebn. Schwed. Südpolar. Exped. 1901-03, vol. 3, 12, 132 pp., 1911.
440. Wilckens O. Die Terliäre Fauna der Cockburn-Insel, (West Antarctica). Further Zoo Res. Swed.-Ant. Exped. 1901-03, № 5, 1924.
441. Wilckens O. Geologische Ergebnisse der Deutschen Süd-Georgien expedition dr. Kohl-Larsen 1928-29. Geol. Rundschau, vol. 28, pp. 127-128, 1937.
442. Wilckens O. Paleontologische und Geologische Ergebnisse der Reise von Kohl-Larsen (1928-29) nach Süd Georgien. Abh. Senckenberg, Nat. Ges., 1947.
443. Wild F. Shackleton's last voyage. The story of «Quest», 1923.
444. Wilkes C. Narrative of exploring expedition 1938-42, 5 vols., Philadelphia, 1945.
445. Wilkins H. The Wilkins-Hearst Antarctic Expedition 1928-29. Geogr. Rev., vol. 19, pp. 353-376, 1929.
446. Wilkins H. Further Antarctic Exploration. Geogr. Rev., pp. 257-388, vol. XX, 1930.
447. Wilson J. T. An analysis of the pattern and possible cause of young mountain ranges and island areas. Proc. Geol. Assoc., Canada, vol. 3, 1951.
448. Wiman C. Geologie und paleontologie. Wiss. Ergebn. Schwed. Südpolar. Exped. 1901-03, vol. 3, 1916.
449. Wiss. Ergebn. Swed. Antarct. Expedition 1901-03, Stockholm, 1905.
450. Woodward A. S. Fish-remains from the Upper Old Red Sandstone of Granite Harbour, Antarctica. Brit. Antarct. «Terra Nova» Exped. 1910, pp. 51-62, 1921.
451. Woolnough W. G. Petrological notes on some erratics collected at Cape Royds (contributions to the paleontology and petrology of South Victory Land.). Brit. Ant. Exped. 1907-09. Reports of the Sci. Investigations. Geology, vol. II, part. XI, pp. 183-186, 1916.
452. Wordie J. M. Schackleton's Antarctic Expedition 1914-17. Geological observations in the Weddell Sea area. Trans. Roy. Soc., Edinburgh, vol. 53, pt. 1, № 2, pp. 17-27.
453. Wordie J. M. The Antarctic Pilot (Section geology), pp. 66-70, London, 1948.
454. Wright C. S., Priestley R. Glaciology (Brit. Ant. Exped. 1910-13), London, 1922.
455. Wright C. S. Physiography of Beardmore glacier's Region. Brit. Ant. Exped. 1910-13, London, 1923.
456. Zavatti S. Una nuova spedizione australiana nell'Antartida. Il Polo, 1953.
457. Zavatti S. Due recenti spedizioni Antartiche 1949-52, Riv. Geogr. Ital. vol. 60, № 1, pp. 61-64, 1953.

М. И. РАВКИН

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ, ГНЕЙСЫ И ЧАРНОКИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ РАЙОНА МИРНОГО

Настоящая статья написана в результате микроскопического изучения коллекции, собранной в 1956 г. О. С. Вяловым в Антарктиде. Доставленные им образцы представляют собою горные породы, слагающие район Мирного, а также о. Фальмар.

Исследованные горные породы в общем близко напоминают породы чарнокитовой серии¹ Индии и другие подобные образования, слагающие древнейшие архейские щиты во многих районах земного шара.

По вещественному составу и структуре выделяются следующие типы пород: пироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы, гиперстеновые плагногнейсы, чарнокитовые гранитоиды и связанные с ними пегматитные породы, биотитовые граниты.

Распространенность этих пород рисуется по данным О. С. Вялова в следующем виде.

Мирный I сложен в основном пироксено-плагноклазовыми кристаллическими сланцами и чарнокитовыми гранитоидами. Подчиненное положение занимают гиперстеновые плагногнейсы.

Мирный II сложен чарнокитовыми гранитоидами, в состав которых входят гранодиориты и кварцевые диориты, содержащие, помимо гиперстена, роговую обманку и биотит.

Мирный III представлен почти исключительно гиперстеновыми плагногнейсами и частично чарнокитовыми гранитоидами. Кроме того, здесь встречен выход шпиль-гранато-биотитового сланца.

Мирный IV сложен чарнокитовыми гранитоидами с небольшими ксенолитами кристаллических сланцев и гнейсов. Встречаются здесь и более молодые граниты.

Наконец, с о. Фальмар, расположенного в 1400 м севернее Мирного I, доставлены два штуфа, один из которых является чарнокитовым граносенинитом, а второй — пегматитной породой.

Геологические взаимоотношения между выделенными типами пород намечаются пока весьма схематично. Кристаллические сланцы и гнейсы слагают чередующиеся между собою пакки, причем на различных участках преобладающее значение имеют то одни, то другие из них. Скорее всего, сланцы и гнейсы представляют собой одновременные образования.

Более молодыми породами являются чарнокитовые гранитоиды. Об этом можно судить по наличию в гранитоидах ксенолитов кристаллических сланцев. Размеры их, как об этом сообщается в статье О. С. Вялова, колеблются в очень широких пределах. В изученном нами штуфе № 43-1а заключенный в нем ксенолит мелкозернистого биотито-двупироксено-плагноклазового сланца, размером 15 × 13 см, имеет довольно

¹ Термин «чарнокитовая серия» употребляется здесь в собирательном смысле как групповое название.

резкую границу с вмещающим его крупнозернистым гиперстеновым гранитом. В другом куске близкого по составу гранита наблюдаются мелкие участки (2—3 см в поперечнике) тонкозернистого кристаллического сланца с несколько расплывчатыми контурами. Следовательно, независимо от того, какого придерживаться взгляда на генезис чарнокитовых гранитоидов — магматического или метасоматического — наличие ксенолитоподобных образований свидетельствует о более позднем происхождении таких гранитоидов по сравнению с кристаллическими сланцами.

Наконец, в районе встречаются пегматитные породы, тесно связанные с чарнокитовыми гранитоидами, и обнаруженные в жильном залегании биотитовые граниты, относящиеся, по-видимому, к последующей интрузивной фазе.

КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Кристаллические сланцы представляют собой преимущественно меланократовые мелкозернистые породы, характеризующиеся высоким содержанием (50—60%) лабрадора и наличием значительного количества гиперстена, моноклинового пироксена, биотита, магнетита, а иногда и амфибола. Кроме того, в одном случае встречены породы, богатые шпиль-гранатом. Таким образом, в зависимости от количественных соотношений цветных минералов, структурных и других особенностей пород, могут быть выделены следующие виды кристаллических сланцев:

- а) гиперстено-плагноклазовые и двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы и их разновидности;
- б) шпиль-гранато-биотито-плагноклазовые кристаллические сланцы;
- в) двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы (метаброриты).

- а) Гиперстено-плагноклазовые и двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы и их разновидности (обр. 43-1а, 43-1в, 43-6а, 52д, з, и, к, л)

Названные кристаллические сланцы являются наиболее разнообразными и распространенными. Это темно-серые иногда с желтоватым оттенком меланократовые мелкозернистые породы, обладающие то более, то менее отчетливо выраженной гнейсовидной текстурой. Изредка наблюдаются порфиробласты полевого шпата. Корка выветривания имеет желтовато-бурю окраску. Из отдельных минералов невооруженным глазом легко распознаются лишь чешуйки биотита.

Главные разновидности описываемых кристаллических сланцев состоят в основном из лабрадора, одного или двух пироксенов (гиперстена и моноклинового пироксена), магнетита и примеси апатита, редко шпиль-граната и в одном случае сфена. Кроме того, в незначительном количестве встречаются биотит и некоторые вторичные минералы. В других разновидностях кристаллических сланцев, помимо пироксенов, заметную роль играют биотит, иногда биотит вместе с амфиболом, либо биотит и рудный минерал. Изредка встречаются кварц и калиевый полевой шпат. Появление названных цветных минералов ведет к возникновению таких разновидностей кристаллических сланцев, как биотито-двупироксено-плагноклазовые, биотито-амфиболо-гиперстено-плагноклазовые и биотито-магнетито-двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы.

Структура кристаллических сланцев типично гранобластовая, иногда гломмеробластовая или порфиробластовая. В полосчатых разновидностях лейкократовые прослои характеризуются в некоторых случаях развитым мозаичной структурой. Особенности структур других пород оттеняются появлением силовидного строения зерен гиперстена.

По величине зерен кристаллические сланцы представлены тонко- и мелкозернистыми породами. В наиболее плотных разновидностях раз-

мер зерен не превышает 0,2—0,3 мм и снижается у гиперстена до 0,03 мм. Обычно же величина минеральных индивидов колеблется в пределах 0,3—1 мм и достигает у порфириобласт плагноклаза 6 мм.

Плагноклаз является главным в количественном отношении минералом, составляющим половину и более объема кристаллических сланцев; он развит в зернах неправильной формы, обладающих нередко извилистыми очертаниями. По составу преобладает лабрадор № 50—56¹, редко биотинит № 74. В ряде шлифов подмечается зональное строение плагноклаза, причем в некоторых случаях наблюдается обратная зональность. Так, в шлифе № 43-1а ядро плагноклаза имеет № 52, а периферия его № 80; в шлифе № 43-1в соответственные части плагноклаза содержат 46 и 57% анортита. В плагноклазах ряда пород имеются пойкилитовые включения других минералов. Иногда такие включения бывают очень мелкими (0,02—0,03 мм) и представлены в основном пироксенами нередко в виде изогнутых, а иногда и подковообразных зернышек, испещряющих полевые шпаты. Наконец, следует отметить наличие в плагноклазах, особенно в порфириобластах некоторых разновидностей кристаллических сланцев, обильных весьма тонких антипертитовых вросток калиевого полевого шпата и включений кварца. Антипертитовые вростки появляются в породах, наиболее богатых биотитом. Это связано, по-видимому, с общим привнесом в такие породы калия.

Гиперстен является преобладающим, иногда почти единственным цветным компонентом, занимающим в количественном отношении второе место после плагноклаза. Он развит в виде неправильных зерен, нередко ситовидных или даже скелетных. Угол оптических осей колеблется от —58 до —50°, что отвечает соответственно содержанию $FeSiO_3$ от 44 до 56%. Такой характер гиперстена подтверждается измерением показателя преломления по Ng в шлифе № 43-6а, оказавшегося равным 1,730 (53% $FeSiO_3$), и 2V = —50°. Плеохроизм за исключением единичных случаев довольно ясный: по Ng — зеленоватый, а по Np — желтоватый или розовый различных оттенков. В качестве включений в гиперстене встречаются чаще всего плагноклаз, реже биотит и рудный минерал.

Моноклинный пироксен в некоторых разновидностях кристаллических сланцев присутствует наравне с гиперстеном, но чаще всего находится в небольшом количестве или вообще отсутствует. Развит в виде неправильной формы самостоятельных зерен, и, что весьма характерно, находится в тесном сростании с гиперстеном или образует в нем тонкие вростки. Окраска в шлифах очень слабая — бледно-зеленоватая или чуть буроватая. Угол погасания (сNg) колеблется в пределах 40—42°, показатель преломления по Ng = 1,718 (шлиф № 43-6а). По этим оптическим константам пироксен можно отнести к салиту с содержанием геденбергитовой молекулы в количестве 34% (по Винчеллу). Призматическая спайность не всегда хорошо развита, и очень часто она маскируется ясно выраженной отдельностью. Пироксены в некоторых породах замещаются карбонатом и окислами железа.

Биотит в некоторых разновидностях кристаллических сланцев, в том числе и в ксенолитах, составляет существенную часть породы (до 10—15%), но обычно присутствует в небольшом количестве. Представлен самостоятельными пластинками и чешуйками, а в ряде шлифов удается наблюдать проникновение чешуек биотита в зерна гиперстена или сростание слюды с амфиболом. Иногда же видно, как пластинки биотита рассекают не только зерна пироксена, но и таблицы плагноклаза. Эти морфологические особенности биотита в сочетании с фактом обогащения им ксенолитов как будто свидетельствуют о более позднем его возникновении и дают основание полагать, что образование биотита связано с общим привнесом в кристаллические сланцы калия и других компонен-

¹ Номера плагноклазов во всех статьях определялись федоровским методом.

тов в период формирования чарнокитовых гранитоидов. Плеохроизм биотита по Ng — красновато- или буровато-коричневый, иногда же густо-красно-бурый; по Np — соломенно-желтый разных оттенков, что указывает на не слишком железистый его характер.

Присутствие амфибола в большом количестве (около 20%) отмечено лишь в одном шлифе, представляющем собою контакт с чарнокитовым гранитоидом. Роговая обманка находится в ассоциации с биотитом, гиперстеном и моноклинным пироксеном. Форма зерен неправильная, размер их 0,15—0,2 мм. Вместе с пироксенами роговая обманка образует в одних случаях закономерные сростки, в которых все части скелетного остова гиперстена одинаково оптически ориентированы с амфиболом. В других случаях в роговой обманке обнаруживаются включения моноклинных зерен пироксена, имеющих вид реликтов. Иногда в виде включений встречаются и пластинки биотита. Плеохроизм роговой обманки по Ng — зеленый, по Np — зеленовато-желтый. В другом образце кристаллического сланца роговая обманка имеет явно вторичный характер, замещающая гиперстен.

Рудные минералы в виде значительной примеси присутствуют почти по всем описываемым породам, причем в некоторых разновидностях кристаллических сланцев они составляют существенную часть (до 5—6%). Рудные минералы образуют неправильной формы мелкие зерна, проникающие в промежутки между зернами пироксенов или между пластинками биотита. В отдельных случаях (обр. № 52и) они скопляются в более или менее самостоятельные полоски. Изучение тяжелой фракции (обр. № 43-6а и 52и) показало, что рудные минералы представлены ильменитом и магнетитом при значительном преобладании первого.

Из акцессорных минералов почти во всех породах присутствует апатит и редко сфен. В некоторых шлифах встречаются, кроме того, отдельные зерна кварца и калиевого полевого шпата. В качестве вторичных продуктов назовем окислы железа, образующиеся иногда по гиперстеном, и тонко-агрегатные зернышки кальцита, скопляющиеся в мелких участках.

б) Шпинель-гранато-биотито-плагноклазовые кристаллические сланцы (обр. № 51к, Мирный III)

По внешнему виду это черная сланцеватая мелкозернистая порода, в которой легко определяются биотит и гранат.

Под микроскопом обнаруживается преобладание в породе биотита (40—50%), большое и примерно равное содержание в ней граната и плагноклаза (около 50%) и наличие в значительном количестве шпинели.

Структура гломмеробластовая, обусловленная скоплением граната и биотита, с одной стороны, и плагноклаза, с другой, в самостоятельные участки размером в поперечнике 2—3 мм. В лейкократовых участках отмечается присутствие шпинели. Размер пластинок биотита и зерен граната 0,2—0,4 мм, примерно такой же величины таблицы плагноклаза, размер зерен шпинели 0,05—0,1 мм.

Гранат и биотит находятся в тесном сростании друг с другом. Биотит развит в пластинках и чешуйках неправильной формы. Плеохроизм по Ng — желто-коричневый, по Np — бледно-соломенно-желтый, что свидетельствует о невысокой железистости биотита. Части плеохроичные двоярки.

Гранат, чуть розоватый, в чрезвычайно неправильных зернах, иногда ситовидных. Пронизан чешуйками биотита и содержит, кроме того, включения шпинели и частью плагноклаза.

Плагноклаз свежий, нередко зонального строения. Полисинтетические двойники имеют ограниченное развитие. Обращает внимание очень основ-

ной состав плагноклаза № 80, что вытекает из общего основного характера породы.

Шпатель в шлифе почти черная, непрозрачная и лишь по краям и в тонких зернышках — зеленая.

в) Двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы (метагаббро-нориты, обр. № 43-7а, 526, 59в, Мирный 1)

Если в других разновидностях кристаллических сланцев не сохранилось определенных признаков их первичного происхождения и им можно приписать, только как вероятный, осадочный генезис, то в характеризующих ниже породах подмечаются некоторые особенности, позволяющие считать их более уверенно первично изверженными породами. Поэтому они выделяются в отдельную подгруппу метагаббро-норитов.

По внешнему виду это темно-серые почти черные мелко- и среднезернистые породы массивной текстуры. Корка выветривания либо темно-бурая с золотистыми блестками изменившихся чешуек биотита, либо желтовато-бурая. В мелкозернистой породе различаются порфирированные лейсты темного плагноклаза, а в среднезернистой — простым глазом улавливаются признаки габбро-диабазовой структуры.

Под микроскопом устанавливается следующий состав метагаббро-норитов: плагноклаз, занимающий господствующее положение, гиперстен, преобладающий над цветными компонентами, моноклинический пироксен, составляющий то более, то менее существенную часть породы, и в качестве примеси — биотит, рудный минерал и апатит. Кроме того, в обр. № 59в встречено некоторое количество кварца и ортоклаза. Таким образом, минеральный состав метагаббро-норитов по формальным признакам вполне сходен с описанными выше кристаллическими сланцами. Однако эти породы все же отличаются друг от друга как по структурным особенностям, так и по характеру плагноклаза.

Структура метагаббро-норитов представляет собой сочетание первичной призматически зернистой структуры, скорее всего габбро-офитовой, и наложившейся на нее впоследствии гранобластовой структуры. Реликты первичного строения выражаются в наличии местами почти правильно ограниченных таблиц плагноклаза, идиоморфных по отношению к пироксену (рис. 1), и вообще в лейстовидном развитии плевых шпатов. Однако взаимные включения одних минералов в другие, в том числе пироксена и рудного минерала в плагноклазе, неправильные, извилистые очертания гиперстена, сростания его с моноклиническим пироксеном, образование иногда участков микропегматита, симплектитовые сростания биотита с кварцем — все это свидетельствует о явлениях перекристаллизации и формировании другого типа структур.

В порфириновом метагаббро-норите (обр. № 596) основная масса мелкозернистая и несет черты гранобластовой структуры, хотя порфириновые выделения плагноклаза, лейсты которого достигают 2—4 мм в длину, морфологически схожи с вкрапленниками изверженных пород.

Вторая специфическая особенность метагаббро-норитов выражается в насыщенности плагноклаза рудной пылью, отчего в проходящем свете он становится мутноватым. Рудные частички распределяются неравномерно и занимают внутренние части лейст плагноклаза, а краевые зоны оказываются совершенно чистыми. Более крупные частички, имеющие форму пластинок, иногда ромбовидных, достигают $0,007 \times 0,015$ мм, а игловидные включения, представляющие собою, возможно, продольный разрез таких же пластинок, имеют длину 0,03 мм при поперечнике 0,0015 мм. Основная же масса рудных частичек в обычном поляризационном микроскопе вовсе не поддается измерению. Подмечается лишь, что они часто вытянуты параллельно удлинению лейст плагноклаза.

Цвет пластинок шоколадный, коричнево-буроватый, или сиренево-бурый, показатель преломления очень большой. По этим данным можно полагать, что описанные включения принадлежат ильменитовой слюдке, вместе с которой, возможно, присутствуют и магнетитовые частички. В этом отношении плагноклазы метагаббро-норитов напоминают плагноклазы из норитов, габбро и анортозитов Украины, известные по литературным источникам. Номер плагноклаза колеблется от № 44 до 53. Плагноклазы основной массы оказываются иногда (шлиф № 596) более кислыми, чем вкрапленники. Подмечается слабая зональность плагноклаза.



Рис. 1. Метагаббро-норит. Участок реликтовой структуры. Шлиф № 43—7а, шк.+, X 25.

Гиперстен имеет форму неправильных зерен, а также встречается в виде удлинённых (до 2 мм) призм, иногда с почти правильными очертаниями. Угол оптических осей во всех шлифах оказался равным 59° , что отвечает содержанию железистого компонента около 50%. Плеохроизм слабый или довольно отчетливый. Наблюдаются прорастания гиперстена моноклиническим пироксеном. Иногда удается заметить, что последний окружает и как бы разъедает гиперстен. В гиперстене нередко содержатся включения зерен рудного минерала и плагноклаза. Кроме того, в шлифе № 59в наблюдается обильная насыщенность ромбического пироксена, как и плагноклаза, весьма мелкими ($0,01 \times 0,02$ мм) пластинками ильменитовой слюдки, обладающей в проходящем свете шоколадно-бурый цвет. Эти включения занимают иногда 20—25% от объема вмещающего их пироксена. Местами по гиперстену развивается биотит, а также желтоватый хлорит.

Моноклинический пироксен, образующий неправильные зерна и вроски, обладает углом погасания равным $40-42^\circ$. $2V = +53^\circ$ и отчетливо развита отдельностью по (100).

Биотит в мелких пластинках, иногда образует с кварцем симплектитовые сростания. Плеохроизм по Ng — коричнево-бурый или красновато-бурый, по Np — желтый или соломенно-желтый. Рудный минерал развит в округлых, а чаще ксеноморфных зернах.

Кварц встречается в одном из трех шлифов. Он занимает промежутки между зернами плагиоклаза, иногда скрепляя их обломки, что свидетельствует о самом позднем его происхождении. В других случаях одновременно присутствуют кварц и ортоклаз. Появление этих минералов, а также возрастание в некоторых разновидностях количества биотита дает основание полагать, что породы претерпели изменения под влиянием привноса кремнезема и калия.

О химическом составе группы кристаллических сланцев можно судить лишь частично по результатам анализа двух образцов (табл. 1), относящихся к биотито-двупироксено-плагиоклазовым кристаллическим сланцам.¹

Таблица 1
Химический состав кристаллических сланцев

Компоненты	Обр. № 52н		Обр. № 43-1а	
	весовые проценты	молекулярные количества	весовые проценты	молекулярные количества
SiO ₂	49,94	832	47,03	783
TiO ₂	3,14	039	1,73	021
Al ₂ O ₃	12,01	118	15,18	149
Fe ₂ O ₃	3,76	024	3,28	021
FeO	10,12	141	12,03	167
MnO	0,35	005	0,33	004
MgO	7,07	176	6,21	154
CaO	10,47	187	9,90	177
K ₂ O	1,77	029	1,53	024
K ₂ O	0,71	007	1,71	018
P ₂ O ₅	0,38	003	0,18	001
П. п. п.	0,86	—	1,32	—
Сумма	100,58		100,43	
Влага	0,26		0,25	

Числовые характеристики по А. Н. Заварцкому

№ анализа	a	c	b	s	Q
52н	4,8	5,5	31,7	58,0	+0,9
43-1 ^a	5,9	7,5	30,5	56,1	-7,1

Образец № 52н (Мирный II) представляет собой мелкозернистый (размер зерен 0,2—0,5 мм) кристаллический сланец, состоящий из плагиоклаза № 55 (40—45%), гиперстена и моноклинового пироксена (35—40%), магнетита и ильменита (8—10%), биотита (5%), апатита и редких зернышек кварца.

Образец № 43-1а (Мирный I) представляет собой ксенолит, заключенный в чарокитовом граните. По составу этот образец сходен с предыдущим, отличаясь более высоким содержанием биотита (до 15%)

¹ Помещаемые в статью химические анализы произведены в лаборатории Института геологии Арктики.

и соответственно меньшим количеством плагиоклаза (№ 50) и рудного минерала.

Приведенные анализы и их пересчеты указывают на основной характер кристаллических сланцев, особенно одного из образцов, недосыщенного кремнеземом. Высокое содержание окиси титана в обр. № 52н подтверждает наличие в нем значительного количества ильменита. Повышенное содержание окиси калия в ксенолите, связанное здесь с большим количеством биотита, отражает собой последующую (после регионального метаморфизма) стадию изменения двупироксено-плагиоклазовых кристаллических сланцев под влиянием гранитизирующих растворов.

В общем же числовые характеристики анализированных пород свидетельствуют о близости последних к средним составам безливиновых норитов или долеритов по Дэли, от которых они отличаются пониженными коэффициентами щелочей и извести.

ПЛАГИОКЛАЗОВЫЕ ГНЕЙСЫ

Группа плагиоклазовых гнейсов наибольшим распространением пользуется на Мирном III. В ее состав входят: а) гиперстеновые и биотито-гиперстеновые плагиогнейсы, местами обогащенные ортоклазом, и б) биотитовые плагиогнейсы.

а) Гиперстеновые и биотито-гиперстеновые плагиогнейсы (обр. № 43—6в, 51а, б, д, л, 52б, в, г, е, м)

Эти плагиоклазовые гнейсы являются наиболее типичными и распространенными разновидностями описываемой группы. По внешнему виду они представляют собою серые и светло-серые, иногда как бы кварцито-видные породы гнейсовидной текстуры часто с хорошо выраженной полосчатостью.

Под микроскопом устанавливается следующий минералогический состав: плагиоклаз, занимающий более половины объема пород, кварц в количестве 20—30%, гиперстен, присутствующий в пределах 8—15%, иногда 25%, биотит и рудный минерал, составляющие 1—2%. В зависимости от содержания цветных компонентов различаются лейкократовые и меланократовые разновидности. В последних количество кварца снижается до 8—10%. При возрастании доли биотита до 5% образуются биотито-гиперстеновые плагиогнейсы. Из аксессуарных минералов почти всегда присутствует апатит, а нередко и циркон. Роль вторичных продуктов незначительна.

В структурном отношении различаются мелкозернистые плагиогнейсы, с величиной зерен 0,1—0,3 мм или 0,5—1 мм, и среднеристые — с размером зерен 1—3 мм. Однако и в мелкозернистых разновидностях встречаются отдельные крупные (3—4 мм) зерна кварца или ливозидные образования его. Иногда же в виде порфиробласт развиваются и пластины биотита.

Структура пород гранобластовая, часто grano-гетеробластовая, изредка порфиробластовая.

Плагиоклаз образует неправильные, изредка таблитчатые зерна. Номер его колеблется в небольших пределах (46—52), несмотря на различное содержание в этих породах кварца и цветных минералов. В плагиоклазах почти всегда наблюдаются антипертитовые вроски, на долю которых приходится иногда до 25% объема вмещающего их минерала. Эти вроски, обычно волокнистые и веретеновидные, в некоторых разрезах имеют прямоугольную и квадратную форму. Помимо антипертитовых вросков, нередко отмечаются пойкилитовые включения кварца. Плагиоклаз, как правило, свежий, в редких случаях он замещается тонкозернистым агрегатом каолинита (?), имеющего показатель преломления чуть

выше Ng кварца и двупреломление порядка 0,005—0,007. Иногда участки каолинита подернуты тонкой лимонно-желтой пленкой окислов железа.

Кварц представлен неправильными, редко округлыми зернами с характерным волнистым погасанием. Местами кварц как бы разъедает плагиноклаз.

Гиперстен развит в виде неправильных зерен с извилистыми, иногда лапчатыми очертаниями и сравнительно редко встречается в удлиненных зернах. Для него установлены такие оптические константы: $2V = -51^\circ$ (шлиф № 52r), $2V = -60^\circ$ (шлиф № 52), $2V = -62^\circ$, $Ng - Nr = 0,014$ (шлиф № 52b), плеохроизм отчетливый, по Ng — зеленоватый или голубоватый, по Nr — розовый или буроватый. Содержание железистого компонента, соответственно приведенным константам, колеблется от 58 до 70%. Менее железистый гиперстен свойственен меланократовому плагиогнейсу, а более железистые пироксены — плагиогнейсам, богатым кварцем. Гиперстен содержит пойкилитовые включения кварца, плагиноклаза и рудных минералов, от обилия которых он приобретает иногда сетчатое строение. В качестве вторичных продуктов по гиперстену местами образуются желтовато-бурый иллингит, окислы железа, нозедака кальцит.

Биотит гачит в чешуйках и пластинках, содержащих иногда включения плагиноклаза и кварца. Плеохроизм по Ng — красновато-бурый или оранжево-красный, по Nr — бледно-желтый; встречаются плеохроничные дворики. Помимо биотито-гиперстеновых плагиогнейсов местами встречаются разновидности, отличающиеся от них значительным содержанием (5—20%) ортоклаза, меньшим количеством плагиноклаза и более кислым его составом № 29 и 30.

Калиевый полевой шпат нерешетчатый и принадлежность его к ортоклазу подтверждается такими оптическими константами: $\perp(001) Nm = 6^\circ$; $\perp(110) Ng = 60,5^\circ$; $\perp(110) Nm = 72^\circ$; $\perp(110) Nr = 36^\circ$ (две спайности в одном зерне, шлиф № 51d); $\perp(001) Nm = 7^\circ$ (в другом зерне). В ортоклазе наблюдаются тонкоструктурный пертит, иногда криптоптитовые образования, группирующиеся в отдельные участки. Встречаются также пойкилитовые включения кварца, а в некоторых случаях и плагиноклаза. Плагиноклаз местами замещается и вытесняется ортоклазом, о чем свидетельствуют встречающиеся иногда каемки калиевого полевого шпата вокруг зерен плагиноклаза и пронизанность последнего антипертитовыми вростками, иногда довольно обильными. В некоторых случаях такие вростки имеют вид прямоугольников, ориентированных длинной стороной по двум взаимно перпендикулярным спайностям.

В общем биотито-гиперстеновые гнейсы, содержащие в отличие от плагиогнейсов значительное количество ортоклаза, можно рассматривать как породы, образовавшиеся за счет этих плагиогнейсов в результате привноса калия и кремнезема. При этом состав цветных минералов не подвергается заметным изменениям, тогда как плагиноклаз значительно раскисляется и количественно убывает. Вероятнее всего, что между гиперстеновыми плагиогнейсами и вновь образовавшимися гнейсами имеются все переходные разновидности, пока еще полностью не выявленные.

б) Биотитовые плагиогнейсы (обр. № 51r)

Эти породы отличаются от биотито-гиперстеновых плагиогнейсов более кислым составом плагиноклаза (№ 33) и отсутствием гиперстена.

Некоторая часть зерен плагиноклаза пронизана антипертитовыми вростками, иногда игловидными. Изредка вростки располагаются по (010) и (001) в виде вытянутых прямоугольников, занимающих примерно

$\frac{1}{3}$ его объема. Кое-где вокруг плагиноклазовых зерен наблюдаются тонкие оторочки ортоклаза.

Биотит образует чешуйки с неправильными рваными краями. Плеохроизм буровато-коричневый по Ng, коричнево-желтый по Nr. Часть биотита с примесью хлоритовых минералов составляют, возможно, псевдоморфозы по гиперстену, но реликтов последнего не наблюдалось.

ЧАРНОКИТОВЫЕ ГРАНИТОИДЫ

Под этим названием объединяются горные породы гранитного состава и близкие к ним разновидности, уклоняющиеся как в сторону гранодиоритов и кварцевых диоритов, так и в сторону граносениитов. Специфическая особенность этих гранитоидов заключается в том, что цветные компоненты представлены в них пироксенами, обыкновенной роговой обманкой, фаялитом, частью биотитом и примесью рудных минералов. Такая минеральная ассоциация несвойственна нормальным гранитам и встречается лишь в некоторых чарнокитовых провинциях. Другой важной особенностью этой группы гранитоидов является более основной состав плагиноклаза, представленного здесь андезином вместо обычного олигоклаза. Этот факт сам по себе свидетельствует об аномальности таких гранитов. При дальнейшем разделении данной группы на разновидности мы руководствуемся в первую очередь составом магнезиально-железистых минералов и менее строго пользуемся количественным соотношением полевых шпатов и кварца, к стати сказать, не точно определяемым в виду крупнозернистости пород.

По внешнему виду чарнокитовые гранитоиды представляют собою средне- и крупнозернистые, иногда неравномернозернистые породы массивного сложения. В свежем изломе цвет их серый и желтовато-серый с зеленовато-оливковым оттенком. Некоторые разновидности чарнокитов (фаялито-пироксеновые граниты) обладают темно-серым цветом.

При выветривании образуются местами довольно толстая (1,5—2 см) корка, приобретающая чаще всего песочно-желтую или буроватую окраску. На таком фоне хорошо выделяются черные зерна роговой обманки и пироксенов.

Среди чарнокитовых гранитоидов возможно выделить такие разновидности: а) пироксеновые граниты, плагиограниты и гранодиориты; б) фаялито-пироксеновые граниты и граносенииты; в) биотитовые граниты, граносенииты и биотито-роговообманковые гранодиориты.

а) Пироксеновые граниты, плагиограниты и гранодиориты (обр. № 39—16, 43—16, 43—1в, 43—1г, 52а)

В состав названных гранитоидов входят главным образом плагиноклаз, кварц, ортоклаз и гиперстен; подчиненную роль играют моноклиный пироксен, обыкновенная роговая обманка, биотит и рудные минералы; в виде аксессуарных и вторичных минералов присутствуют апатит, циркон и не всегда иллингит, хлорит, кальцит, монацит и рутил. Количественные соотношения главных минералов подвержены резким колебаниям, хотя свойства их в различных гранитоидах данной подгруппы сохраняются довольно постоянно.

Структура гранитоидов весьма своеобразная. При общем средне- и крупнозернистом строении пород плагиноклазы имеют часто таблитчатую и лейкостовидную формы (рис. 2, 3), иногда с правильной гранкой, т. е. явно характеризуются идиоморфным развитием. Одновременно плагиноклаз встречается и в виде неправильных зерен с извилистыми очертаниями. В большей мере ксеноморфизм свойственен ортоклазу и кварцу, хотя иногда и калиевый полевой шпат имеет таблитчатое развитие. Однако самыми ксеноморфными оказываются зерна гиперстена и вообще



Рис. 2. Гиперстеновый гранодиорит. Участки с хорошо развитыми лейстами плагиоклаза. Шлиф № 43—16, инк.+, X 25.

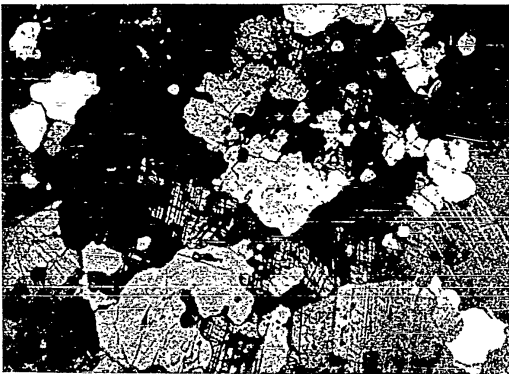


Рис. 3. Гиперстеновый гранодиорит. Лейсты плагиоклаза и кессоморфно развитый гиперстен. Шлиф № 43—1г, инк.+, X 25.

пироксенов (рис. 4), имеющие лапчатые и ветвистые контуры с ситовидным и даже скелетным строением.

Следовательно, чарнокитовые гранитоиды характеризуются сочетанием идиоморфных структур с гранобластовыми, нередко гетеробластовыми, осложненными в той или иной мере явлениями катаклаза.

Размер зерен колеблется от 1 до 3 мм и достигает в крупнозернистых породах 4—7 мм. Величина зерен неоднородна даже в пределах каждой разновидности. Как правило, наибольшие размеры имеют лейсты плагиоклаза, зерна ортоклаза, а иногда и гиперстена. Величина зерен аксессуарных минералов не выходит обычно из пределов 0,1—0,4 мм.

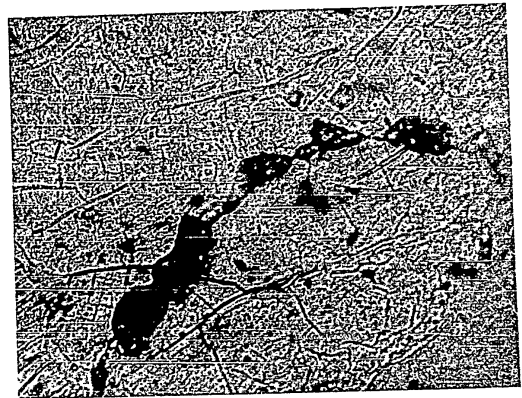


Рис. 4. Гиперстеновый гранодиорит. Кессоморфно развитый гиперстен. Шлиф № 43—1г, без анализатора, X 25.

Плагиоклаз, в большинстве случаев преобладающий минерал, относится к андезину № 36—45. Обычно он свежий. Иногда проявляется слабая зональность. Вследствие катаклаза возникает волнистое или мозаичное погасание. Часто он содержит антипертитовые вростки, занимающие местами до 5—10% от объема включающего их минерала. Размер вросток достигает в длину 0,2—0,4 мм. На стыке с ортоклазом часто развивается мирмецит, причем иногда процессу мирмецитизации подвержены также зерна плагиоклаза, включенные в ортоклазе. При этом, однако, отдельные участки зерен плагиоклаза остаются свободными от вросток кварца. Это свидетельствует, во-первых, о том, что натриевые области плагиоклаза с ортоклазом, но и на внутренние их контакты и, во-вторых, что по времени процессы мирмецитизации протекали после захвата плагиоклаза ортоклазом. Проявление натриевого метасоматоза подтверждается также наличием кое-где (шлиф № 43—1г) тонких каемок плагиоклаза, облекающих зерна ортоклаза на стыке их с кварцем.

В шлифе № 52а подмечена еще одна особенность плагиоклаза. Некоторые его зерна пронизаны тонкими мелкими (0,02—0,05 мм в длину) иголочками рудного минерала (ильменит), ориентированными за исключением взаимно параллельно. Вместе с ними встречаются такой

же длины пластинки ромбовидной, брусковидной или неправильной формы. Цвет их сиреневато-коричневатый. Скорее всего, эти пластинки относятся к ильменитовой слюдке, как и в метагаббро-норитах. Местами зерна плагноклаза насыщены волосовидными включениями, принадлежащими, видимо, также рудным минералам.

В общем в проходящем свете улавливается буроватый оттенок плагноклаза. Можно полагать поэтому, что желтовато-коричневый цвет полевых шпатов в некоторых гранитоидах вызван именно упомянутыми здесь рудными частичками.

Ортоклаз в количественном отношении уступает плагноклазу, а иногда вовсе отсутствует. Оптические константы таковы: \perp (001) $N_m = 6^\circ$ (среднее из трех), $2V = -69^\circ$ (шлиф № 43-16); \perp (001) $N_m = 5^\circ$, $2V = -63^\circ$ (шлиф № 43-1r). В редких случаях пятнами появляется размазанная микроклиноватая решетка (микроклинизация (?)). Для ортоклаза обычные тонкие микроперлитовые волокнистые и веретеновидные вроски альбита, которые располагаются преимущественно параллельно хорошо выраженной спайности (1502). В ортоклазе содержится, кроме того, пайкитовые включения кварца и других минералов. В некоторых случаях наблюдается проникновение ортоклазовых ветвей в стыки между зернами плагноклаза, что можно рассматривать как начальную стадию замещения последнего ортоклазом.

Кварц обычно ксеноморфный, волнисто гаснущий. Иногда наблюдаются участки мелких зерен гранулитовой структуры. Изредка в кварце встречаются иголки актинолита и рутила.

Гиперстен явно преобладает над моноклиным пироксеном, а иногда является единственным цветным минералом. Он характеризуется ксеноморфным развитием с образованием нередко лапчатых и ветвистых отростков, далеко проникающих между зернами. Измеренным установленными следующие оптические константы: $2V = -78^\circ$, $Ng - Np = 0,016$, $Ng = 1,760$ (шлиф № 43-16); $2V = -66^\circ$, $Ng - Np = 0,014$, $Ng = 1,754$ (шлиф № 43-1в); $2V = -82^\circ$ (шлиф № 43-1r); $Ng = 1,764$ (шлиф № 52a). Эти данные, несмотря на некоторые расхождения результатов, получаемых по $2V$ и Ng (до 6%), в общем свидетельствуют об очень высокой железности гиперстена, выражающейся содержанием в пироксене 72—85% $FeSiO_3$. На это же указывает относительно большое двулучепреломление (0,016), определенное достаточно точно компенсатором Берка с одновременным измерением толщины шлифа по кварцу. Однако плеохроизм гиперстена, вопреки ожиданиям, оказывается слабым, заметным, но не интенсивным. Гиперстен содержит часто пойкилитовые включения кварца, рудного минерала, плагноклаза, изредка циркона. В одном случае удалось заметить оторочку вторичной зеленой роговой обманки, нарастающей на рудном минерале, включенном в гиперстене. Некоторые зерна пироксена несут явные следы давления, выражающиеся в появлении неодновременно гаснущих секторов.

Моноклиный пироксен чаще всего образует тонкие вроски в гиперстене, как правило, одинаково оптически ориентированные. Они располагаются преимущественно параллельно третьему пинакoidу гиперстена. Иногда же моноклиный пироксен наблюдается в ромбическом в виде пятен или крупных отростков неправильной формы. И, наконец, в отдельных разновидностях гранитоидов он встречается в виде самостоятельных зерен. Оптические константы моноклиного пироксена таковы: $Ng - Np = 0,025$ и $0,026$, $2V = +56^\circ$, углы погасания = $39-42^\circ$, Ng около 1,725 (шлиф № 43-1в). По этим данным пироксен принадлежит диопсид-геденбергитовому ряду с содержанием железистого компонента около 45% (по Ng). В некоторых зернах пироксена отчетливо выступает диаляговая отдельность.

Роговая обманка обнаруживается не во всех разновидностях и в небольшом количестве (1—2%). Она образует или отдельные самостоя-

тельные зерна или, чаще, сростается то с гиперстеном, то с моноклиным пироксеном. Иногда же морфологически она похожа на вторичный минерал, замещающий пироксены. По своему составу роговая обманка неоднородна. Так, в шлифе № 52a для нее установлены следующие оптические свойства: плеохроизм по Ng — густо-зеленый с буроватым оттенком, по Np — буровато-зеленоватый, угол погасания около 15° , $Ng = 1,720$, что указывает на очень высокую общую железность минерала (89 молекулярных процентов). В шлифе № 43-1в наблюдается: плеохроизм по Ng — ярко-зеленый, по Np — бледно-зеленый, угол погасания $12-14^\circ$, $Ng = 1,694$, общая железность, следовательно, не превышает 62 молекулярных процентов. Роговая обманка здесь вторичная.

Таким образом, в обоих шлифах с наиболее железными пироксенами ассоциируют и более железные амфиболы. В остальных шлифах по интенсивности плеохроизма роговые обманки также кажутся высоко железными. Иногда они сростаются с рудным минералом.

Биотит встречается в небольших количествах и только в некоторых шлифах. Он образует неправильной формы пластины и чешуйки и появляется там, где гиперстеновые гранитоиды несут наиболее интенсивные следы постерогитовых изменений. В одной такой породе одновременно присутствуют две разновидности биотита. Одна из них представлена пластинами размером до 1 мм и обнаруживает плеохроизм по Ng — темно-шоколадный, а по Np — коричнево-желтый; показатель преломления по $Ng = 1,680$, что указывает на высокую общую железность этой слюды (80 молекулярных процентов). Другая разновидность биотита, возникающая по первой, характеризуется темно-зеленым плеохроизмом по Ng и бледно-зеленым по Np . Показатель преломления ее по $Ng = 1,646$, что свидетельствует о значительно меньшей железности зеленого биотита (50 молекулярных процентов). В других шлифах биотит имеет явно вторичный характер, образуется по краям гиперстена и проникает внутрь зерен. При дальнейших процессах изменения по биотиту возникает когдe прослон мусковита.

Рудные минералы, развитые в виде неправильных зерен, ассоциируют с пироксенами и реже встречаются среди полевых шпатов и кварца. Количество их колеблется от 1 до 4%. Иногда вокруг зерен рудных минералов появляется каемка темно-зеленого амфибола. Рудные минералы представлены ильменитом и магнетитом при значительном преобладании первого над вторым. На относительно большое содержание ильменита указывают также, как увидим ниже, химические анализы.

Из аксессуарных минералов преобладает апатит, отсутствующий во всех шлифах. Часто встречается также широк, зерна которого образуют в шлифе квадратные и удлиненные, до 0,4 мм, сечения. Изредка встречается монацит в виде округлых зерен, достигающих 0,13 мм в диаметре. В одном шлифе были встречены рутил и гранат. Из вторичных минералов прежде всего укажем на идиингсит, часто развивающийся по гиперстену и заполняющий промежутки между зернами и трещинки в плагноклазе. Он образует сплошные массы желтовато-буроватого цвета. При скрещении поляризатора хорошо выявляется тонко-агрегатное строение идиингсита и высокие цвета интерференции. Вместе с ним ассоциирует иногда и хлорит. В одном образце крупнозернистого гранодиорита наблюдаются псевдоморфозы (по гиперстену?), состоящие, помимо вторичного биотита, из значительного количества кальцита, к которому примешиваются местами чешуйки мусковита и водные окислы железа.

б) Пироксено-фаялитовые граниты и граносенинты (обр. № 46a, 50r, 50d, 58a)

Эти оригинальные породы представлены четырьмя штуфами, взятыми на Мирном IV (обр. № 50r, 50d) с нунатака к западу от оазиса Бангера (обр. № 46a) и с о. Фальмар (обр. № 58a).

В состав пироксено-фаялитовых гранитов и граносениитов входят в основном ортоклаз, кварц, плагиоклаз, а из цветных минералов фаялит, моноклиновый пироксен, реже гиперстен. Кроме того, в этих породах присутствуют амфибол, рудный минерал, апатит, циркон, иллингит, реже биотит и окислы железа. Изменением количественных соотношений ортоклаза и кварца определяется принадлежность пород либо к гранитам, либо к граносениитам.

Структурные особенности этих разновидностей гранитоидов совершенно аналогичны ранее описанным породам, а потому ниже ограничимся тем, что приведем некоторые дополнительные данные в отношении отдельных минералов.

Калиевый полевой шпат представлен ортоклазом, имеющим $\perp(001)$ $Nm = 7^\circ$ (шлиф № 50г). Он частично пронизан очень тонкими микроритовыми вростками. В ортоклазе наблюдаются пойкилитовые включения плагиоклаза, иногда мирмекита и кварца.

Плагиоклаз относится к кислому андезитну № 32—34, пронизанному иногда антипертитовыми вростками. Довольно часто наблюдаются агрегаты мелких целиком превращенных в мирмекит зерен плагиоклаза, расположенные между крупными лейстами ортоклаза. В шлифе № 50г присутствуют как бы две генерации близкого по составу плагиоклаза с пронижением ответвлений позднего плагиоклаза в более ранний. Из двух индивидов этих плагиоклазов, одновременно примыкающих к крупному зерну ортоклаза, лишь более поздний из них облекается полоской мирмекита. Возможно, что мирмекитизация и возникновение «второй генерации» плагиоклаза связаны с проявлением общего процесса патриевого метасоматоза.

Фаялит совместно с моноклиновым пироксеном, гиперстеном, амфиболом и рудными минералами образуют отдельные, самостоятельные участки. Количество его достигает 4%. Контуров зерен неправильные, ветвистые, явно ксеноморфные. Крупные индивиды достигают 3 мм в поперечнике, но обычно развиты более мелкие зерна размером от нескольких десятых до 1 мм. Для него получены такие оптические константы: $2V = -56^\circ$, $Ng - Np = 0,042$, Np около 1,815, $r > v$ (шлиф № 50г), $2V = -61^\circ$, $Ng - Np = 0,037$, Ng около 1,85 (шлиф № 58а). Эти данные совершенно определенно указывают на содержание в фаялите 84-90 молекулярных процентов Fe_2SiO_4 . Большинство зерен содержит пойкилитовые включения плагиоклаза, моноклинового пироксена, рудного минерала и даже кварца. Встречается свежий фаялит, но чаще всего он замещается, иногда почти полностью, вторичными минералами, между которыми местами возникают сложные взаимоотношения. Так, в шлифе № 50г наблюдалась псевдоморфоза, с очень мелкими реликтами фаялита; половина псевдоморфозы выполнена желтовато-бурым иллингитом, центральная часть ее рудным минералом, который облекается снаружи каймой темно-бурого амфибола. Иногда в продукты замещения входят и гематит.

Из цветных минералов моноклиновый пироксен занимает в количественном отношении второе место. Форма зерен неправильная, окраска в шлифе чуть серовато-зеленоватая, резко выражена дисперсия оптических осей — $r > v$, угол погасания около 42° , $Ng = 1,745$ (шлиф № 50г); $2V = +53^\circ$, $Ng - Np = 0,022$, $Ng = 1,748$ (шлиф № 58а). Эти данные, особенно большой показатель преломления, свидетельствуют о высокой железистости пироксена и близости его, вероятно, к ферросалиту с содержанием около 80% геденбергитовой молекулы. Иногда наблюдаются тонкие полисинтетические двойники и резко выраженная отдельность. Пироксен нередко замещается бурой роговой обманкой, выступающей в виде пятен в центральных частях зерен или занимающей края их. В отдельных случаях по пироксену образуется уралит.

Гиперстен встречается в небольшом количестве и не во всех шлифах. Плеохроирует от зеленоватого до розоватого цвета, замещается иллингитом. В обр. № 46л показатель преломления гиперстена оказался очень высоким — 1,767, что свидетельствует о содержании $FeSiO_3$ в количестве 82 молекулярных процентов. В одном случае встречено зерно гиперстена, размером 0,3 мм, включенное в ортоклаз. Края зерна превращены в односторонне ориентированные чешуйки биотита и все это обрамлено очень тонкой оторочкой кварца.

Амфибол прорастает моноклиновый пироксен, а чаще, как упоминалось, замещает его. Окраска его интенсивная, плеохроизм по Ng — бурый или густо-зеленый почти до черного, по Np — соответственные цвета более бледных оттенков. В буром амфиболе наблюдалась дисперсия оптических осей по схеме $r > v$. В обр. № 58а определен показатель преломления $Ng = 1,720$, что указывает на высокую железистость, равную 90% [10].

В числе рудных минералов находятся одновременно магнетит и иллингит. Первый из них нередко является продуктом распада фаялита. Из аксессуарных минералов, перечисленных выше, нередко обращает на себя внимание своей правильной кристаллографической огранкой циркон, дающий в разрезе квадраты или удлиненные прямоугольники с пирамидальными ограничениями. Размер наиболее длинных кристаллов 0,4 мм. В протоочках встречены единичные зерна граната.

Таким образом, главная особенность охарактеризованных пород выражается специфической ассоциацией цветных минералов — фаялита, моноклинового и ромбического пироксенов и амфибола, — обладающих очень высокой железистостью.

в) Биотитовые граниты, граносенииты и биотито-роговообманковые гранодиориты (обр. № 43в, б, 50з, 51и, 52и)

Представители этих пород встречаются на всех сопках района Мирного. От вышеописанных гранитоидов они отличаются главным образом составом цветных минералов, представленных биотитом или биотитом и роговой обманкой при незначительном содержании ромбического и моноклинового пироксенов, установленных лишь в шлифе № 52и. В остальных образцах обнаружены вторичные продукты иллингит-хлоритового состава, которые можно рассматривать как псевдоморфозы по гиперстену. Вообще перечисленные здесь образцы, особенно № 52и, несут следы интенсивных постерогновых процессов и, кроме того, в них отчетливо фиксируются явления метасоматоза.

Из структурных особенностей, помимо отмеченных ранее, укажем дополнительно на наличие порфириной структуры с гинидиоморфнозернистым строением основной массы. Порфиридные выделения, занимающие более половины объема пород, представлены крупными зернами ортоклаза, между которыми располагаются зерна плагиоклаза, иногда иллингитом развитые, кварца и цветных минералов. Почти всегда в большей или меньшей мере проявляется какалакз.

Специфичность описываемых пород и особенности их минерального состава обусловлены прежде всего процессами калиевого метасоматоза. Так, в ортоклазе наряду с обычной формой включений (плагиоклаза, кварца) встречаются местами сильно удлиненные узкие причудливо изрезанные, явно изъеденные зерна кварца. На внешней стороне таких зерен наблюдается очень тонкая кайма, напоминающая криптомирмекитовые образования. В общем создается впечатление, что эти кварцевые зерна являются реликтами, сохранившимися от замещения кварца ортоклазом.

Еще более отчетливо наблюдается разделение калиевым полевым шпатом плагиоклаза, зерна которого, включенные в ортоклаз, имеют сильно резорбированный вид, что выражается в образовании изолированных участков и возникновении глубоко вдающихся заливчиков.

Плагноклазы представлены № 30—44. В зональном плагноклазе состав центральной части зерна и краевой выражается соответственно № 39 и 31. Плагноклаз иногда содержит антипертитовые вроски ортоклаза. Часто в нем обильно развит мirmekит.

Кварц имеет иногда гранулитовый характер. Некоторые зерна обладают сильным волнистым погасанием.

Из цветных минералов первое место принадлежит биотиту, количество которого изменяется в пределах 2—5 и до 9%. Он образует пластинки размером до 2 мм, имеющие нередко лапчатые и ветвистые очертания, или неправильной формы чешуйки. Плеохроизм по Ng — темно-коричневый, изредка почти черный, или густо-красновато-бурый, по Np — соответственно коричневатого-желтый или соломенно-желтый. Иногда биотит находится в тесном контакте с амфиболом. Более крупные пластинки биотита богаты включениями зерен ортоклаза, кварца и апатита.

Роговая обманка встречается только в обр. № 52н в количестве около 10%. Образует таблицы и неправильной формы зерна. Плеохроизм по Ng — темно-зеленый, по Np — буровато-зеленый. Роговая обманка содержит включения призмочек апатита и реликты моноклинного пироксена. По всем оптическим данным она напоминает описанные выше роговые обманки, богатые железом.

Рудные минералы встречаются в количестве 1—3%. Иногда они имеют вторичный характер.

Гиперстен обнаружен в незначительном количестве и только в некоторых шлифах. Плеохроизм слабый от зеленоватого по Ng до чуть желтоватого по Np.

В других шлифах встречаются псевдоморфозы, образованные, вероятно, по гиперстену и занимающие около 5% объема пород. Псевдоморфозы иногда кучно расположены, размер их достигает 1 мм в поперечнике. Они выполнены бурными окислами железа, железистым карбонатом и хлоритом. В других случаях псевдоморфозы выполнены мелкочешуйчатыми буровато-желтыми почти не плеохроизирующими высокодупреломляющими биотитоподобными продуктами (иддингсит). К ним примешиваются бурные окислы железа, чешуйки хлорита и зеленоватого биотита, изредка кальцит. В шлифе № 52н значительные участки заняты карбонатом с пленкой окислов железа.

Результаты вторичных процессов сказываются также в появлении радиально-лучистых розеток хлорита или желтовато-зеленоватого иддингсита (?), заполняющих узлы пересечения трещины, возникающих в затронутых катаклизмом породах. К этим продуктам кое-где примешиваются кальцит, чешуйки мусковита, окислы железа.

Из аксессуарных минералов встречаются апатит и циркон. В общем характер описанных пород позволяет считать их родственными пироксеновым гранитоидам. Однако процессы калиевого метасоматоза, которые протекали здесь более интенсивно, обусловили появление биотита вместо пироксена и вызвали частичное замещение плагноклаза ортоклазом.

ХИМИЗМ ЧАРНОКИТОВЫХ ГРАНИТОИДОВ

О химическом составе чарнокитовых гранитоидов можно судить по результатам анализов трех образцов (табл. 2).

Образец № 43-16 — среднезернистый гиперстеновый гранодиорит, взятый на Мирном I вблизи контакта с ксенолитом кристаллического сланца. В состав породы входят: плагноклаз № 36 (52%)¹, кварц (19,2%), ортоклаз (14%), гиперстен (11%), содержащий 77% FeSiO₃, ильменит и магнетит (2,6%), моноклинный пироксен, биотит, роговая

¹ Здесь и далее приводятся результаты подсчета на столпке Улитворса.

обманка, апатит, циркон, кальцит, хлорит и редкие зернышки граната — всего 1,2%.

Образец № 50г — крупнозернистый пироксено-фаялитовый гранит, взят на Мирном IV. Порода состоит из ортоклаза (43%), кварца (26%), плагноклаза № 32 (19,6%), фаялита (4,1%), содержащего около 90% Fe₂SiO₅, моноклинного пироксена (2,8%), также очень железистого, и небольших количеств рудных минералов, роговой обманки, биотита, апатита и циркона (всего 4,5%).

Образец № 52н — крупнозернистый кальцитизированный биотито-роговообманковый гранодиорит. Порода несет следы интронсанных вторичных процессов. В ее состав входят плагноклаз № 44, кварц, ортоклаз, роговая обманка, биотит, рудные минералы, немного гиперстена и моноклинного пироксена и аксессуарные минералы — апатит, циркон. В значительном количестве присутствуют вторичные минералы — кальцит, иддингсит и окислы железа. Последние два минерала представляют собой продукты замещения гиперстена, тогда как кальцит заполняет, видимо, микроритовые пустотки.

Используя результаты химических анализов и количественно-минералогических подсчетов, можно уточнить химический состав гиперстена в обр. № 43-16 (поскольку здесь нет, кроме рудных, других цветных минералов) и сравнить между собой породы по соотношению в них FeO и MgO. Расчет показывает, что в обр. № 43-16 после выделения магнетита и ильменита (3,7%), на долю гиперстена остается 5,3% закиси железа. Присоединяя к последнему полностью магний, марганец и пропорциональное им количество кремнезема, получим 12,6% весовых процента гиперстена, содержащего 74,5% (Fe, Mn) SiO₃ (в молекулярных процентах). По оптическим данным мы имеем Ng = 1,760 и 2V = —78°, что указывает на содержание в гиперстене около 80% Fe SiO₃. Таким образом, разница в составе гиперстена, определяемом на основании оптических измерений или вычисляемом по результатам химического анализа, небольшая. Поэтому принадлежность пироксена к феррогиперстену не вызывает сомнений.

По двум другим анализам нет возможности произвести такие расчеты, поскольку в породах присутствует несколько цветных минералов. Характерно, однако, что и в пироксено-фаялитовом граните (обр. № 50г) отношение FeO к (FeO + MgO) составляет 76,5 молекулярных процента, т. е. является столь же высоким, как и в обр. № 43-16 (76,6%).

В обр. № 52н содержалось значительное количество кальцита. Поэтому главную часть потери при прокаливании пришлось отнести за счет углекислоты и удалить ее вместе с эквивалентным количеством известки из весовых процентов названных окислов, привела затем сумму анализа к 100% (табл. 2). Результаты этого анализа совершенно ясно свидетельствуют о значительном преобладании (особенно, если перевести часть окиси железа в закись) FeO над MgO, что опять-таки указывает на высокую железистость цветных минералов — в данном случае биотита и роговой обманки.

Рассмотрим сейчас химические особенности чарнокитовых гранитоидов в целом.

В табл. 2, наряду с химическими составами антарктических пород, включены наиболее близкие к ним средние химические составы некоторых гранитоидов по Р. Дэли с соответствующими тем и другим числовыми характеристиками по А. Н. Заварицкому. На первый взгляд, судя по этим характеристикам, кажется, что сравниваемые породы очень близки между собой, за исключением гиперстенового гранодиорита (обр. № 43-16), имеющего более высокий коэффициент «в». Однако специфичность химизма чарнокитовых гранитоидов лучше всего усматривается из самих анализов пород. При этом совершенно отчетливо выявляется, что, в отличие от нормальных «средних типов» гранитов, гранодиоритов и квар-

Таблица 2
Химический состав чарнокитовых гранитоидов и других пород, приводимых для сравнения (в весовых процентах)

Компоненты	Обр. № 43-16	Гранодиорит (по Дэлл)	Обр. № 50 г	Докембрийский гранит Швеции (по Дэлл)	Обр. № 52 н	Весовые проценты, приведенные к 100 % ¹	Кварцевый диорит (по Дэлл)
SiO ₂	64,34	65,01	68,57	69,81	58,11	59,60	61,59
TiO ₂	1,15	0,57	0,65	0,54	1,36	1,40	0,66
Al ₂ O ₃	14,31	15,94	14,17	13,76	15,04	15,42	16,21
Fe ₂ O ₃	1,08	1,74	1,48	2,17	5,15	5,28	2,54
FeO	6,79	2,65	3,41	1,87	5,46	5,60	3,77
MnO	0,15	0,07	0,15	0,26	0,23	0,24	0,10
MgO	1,37	1,91	0,59	0,84	1,23	1,26	2,80
CaO	3,30	4,42	2,88	2,20	6,03	4,92	5,38
Na ₂ O	3,00	3,70	2,28	3,17	2,36	2,44	3,37
K ₂ O	3,38	2,75	5,11	4,38	2,68	2,75	2,10
P ₂ O ₅	0,20	0,20	0,10	0,26	0,43	0,44	0,26
П. п. п.	0,76	1,04	—	0,74	2,35	0,67	1,22
Сумма	99,83	100,00	100,08	100,00	100,43	100	100,00
H ₂ O—	0,20	—	0,26	—	0,36	—	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Образцы	a	c	b	s	Q
43-16	11,5	3,8	10,2	74,5	+22,2
Гранодиорит по Дэлл	12,4	4,5	8,3	74,8	+20,3
50 г.	12,3	3,4	5,7	78,6	+29,2
Докембрийский гранит Швеции (по Дэлл)	13,2	2,5	5,4	78,9	+28,9
52 н	9,8	5,8	12,8	71,6	+17,8
Кварцевый диорит (по Дэлл)	10,6	5,7	11,7	72,0	+17,1

цевых диоритов, все разновидности чарнокитовых гранитоидов характеризуются более высоким содержанием железа и низким магнезии. Таким образом, специфические минеральные ассоциации антарктических гранитоидов находят свое отражение и в химизме пород.

Пегматиты и пегматоидные породы
(обр. № 50в и 58б)

Из этих двух образцов один, № 50в, представляет собою пегматит, а второй — пегматоидную породу. Первый взят на участке «Мирный IV», а второй на о. Фальмар.

Геологические наблюдений об условиях залегания названных пород не имеется, а потому приходится ограничиться только кратким описанием

¹ Химический состав после удаления карбонатной извести и приведения сумм к 100%.

штуфов. Можно лишь сказать, что пегматиты, подобные ниже характеризованному, генетически связаны с чарнокитовыми гранитоидами и представляются собою, скорее всего, шпировые обособления.

В образце № 50в наблюдается постепенный переход грубозернистого участка пегматита к более мелкозернистому. В первом из них кристаллы калиевого полевого шпата достигают в длину 5 см, а кварца — 2,5 см. Имеются участки с графической структурой с размерами индивидов в 2—3 мм. В мелкозернистом участке величина зерен ортоклаза и кварца варьирует от одного до нескольких миллиметров. Мелкозернистая часть пегматита постепенно сливается с роговообманковым гранитом.

Цвет калиевого полевого шпата белый с серовато-желтоватым оттенком; окраска кварца темно-дымчатая.

Под микроскопом в мелкозернистой части пегматита обнаруживаются, помимо господствующих в нем калиевого полевого шпата и кварца, плагиноклаз, биотит, рудный минерал, роговая обманка, редкие зернышки циркона и иголки рутила.

Калиевый полевой шпат в одних участках пегматита представлен микроклином, а в других — нерешетчатой разновидностью полевого шпата, возможно, ортоклазом. Подтвердить это оптическими константами не удается из-за катаклаза минерала, имеющего пятнистое погасание. Наблюдаются микропертитовые вроски альбита и, кроме того, пойкилитовые включения кварца, плагиноклаза, иногда роговой обманки.

Плагиноклаз развит в виде мелких (0,2—0,4 мм) неправильных зерен. Он представлен олигоклазом № 27. В ряде случаев узкая краевая часть зерен плагиноклаза отличается от внутренней части значительно меньшим показателем преломления, что свидетельствует о раскислении плагиноклаза. Местами наблюдается мирмекит.

Биотит встречается в виде чешуек и мелких пластинок. Иногда образует симплектитовые сростания с кварцем, местами ассоциируется с рудным минералом. Плеохроизм биотита по Ng буровато-желтого по Nr (почти черный), по Np коричнево-желтый.

Роговая обманка в виде мелких зернышек (0,2—0,3 мм) находится в ассоциации с рудным минералом и биотитом. Плеохроизм меняется от темно-зеленого с синеватым оттенком по Ng до буровато-желтого по Nr.

Пегматоидная порода по внешнему виду похожа на биотито-роговообманковые граниты, отличающаяся большей крупнозернистостью (размер зерен 1—1,5 см) и отсутствием цветных минералов. Она состоит из нерешетчатого катаклазированного калиевого полевого шпата, обильно пронизанного микропертитовыми вросками альбита, и небольшого количества кварца и олигоклаза. Самое крупное (около 5 мм) зерно плагиноклаза, включенное в табличные кристаллы, имеет мозаичное строение и сильно изъеденные края. Это дает некоторые основания считать такой плагиноклаз реликтовым, сохранившимся от замещения его калиевым полевым шпатом.

В общем же охарактеризованная пегматоидная порода, отвечающая по составу кварцевому сиениту, несомненно, тесно связана с описанными выше гранитоидами и является, по всей видимости, небольшим шпировым обособлением в составе гранитоидных тел.

Биотитовые граниты
(обр. № 56б, 50с, 50ж)

Эти граниты по составу и структуре резко отличаются от чарнокитовых гранитоидов и являются, видимо, более молодыми породами. Они встречаются лишь на Мирном IV и образуют жилу среди гиперстеновых гнейсов.

Биотитовые граниты имеют желтоватый светло-сиреневый цвет, структура их порфировидная с мелко- и среднезернистой основной массой, текстура почти массивная.

Минералогический состав биотитовых гранитов следующий: микроклин, составляющий более половины объема пород, кварц в количестве 20—25%, плагиоклаз около 15%, биотит и амфибол в пределах 5—8% с преобладанием первого над вторым. Аксессуары минералы — апатит и редкие чешуйки мусковита.

Структура породы аллотриоморфнозернистая, местами как бы гиллидоморфнозернистая со следами катаклаза. Иногда особенность структуры выражается в извилистости очертаний зерен и даже в их зубчатости. Размер зерен варьирует в пределах 0,5—3 мм. Более крупные зерна принадлежат микроклину.

Микроклин имеет отчетливую решетку, расположенную иногда пятнисто; в некоторых зернах решетчатая структура вовсе не проявляется. Для полевого шпата характерны микропертиновые вроски альбита волокнистой или вставной формы. Кроме того, в микроклине наблюдаются пойкилитовые включения кварца, иногда очень обильные, реже плагиоклаза. Отмечаются случаи резорбции калиевым полевым шпатом зерен плагиоклаза, приобретающих вследствие разедания извилистые очертания. То же наблюдается в отношении кварца, в зерна которого глубоко проникают ветви микроклина. В отдельных случаях зерна микроклина по краям замещаются мелкими зернышками альбита.

Плагиоклаз встречается в неправильных и реже идиоморфных зернах. Он образует узкие полисинтетические двойники, иногда слабо зонален, слегка пелитизирован. Относится к олигоклазу № 29 или к более кислому олигоклазу, примерно № 20. В шлифе № 50 ж в наружных частях зерен плагиоклаза, на стыках последних с микроклином, появляется узкая каемка альбитового состава. Особенно четко она различается, благодаря своей свежести, в отличие от внутренних частей зерен плагиоклаза, затронутых обычно пелитизацией. В одном случае установлено, что зерно относится к олигоклазу № 25, а узкая внешняя оболочка к альбиту № 6. Все это свидетельствует несомненно о частичном раскислении плагиоклаза.

Кварц характеризуется волнистым погасанием, иногда мозаичностью. Биотит образует мелкие пластинки и чешуйки чрезвычайно неправильной формы, нередко с лапчатыми очертаниями. Плеохроизм очень интенсивный — по Ng густо-коричневый или темно-бурый, по Np — коричнево-желтый. Иногда биотит пронизан очень тонкими вросками кварца.

Амфибол встречается в неправильных изредка стеноидных зернах. Он густо окрашен в темно-зеленый цвет по Ng и зеленовато-бурый по Np. Двуреломление невысокое. Амфибол имеет, видимо, щелочной характер.

В общем особенности биотитовых гранитов выражаются в том, что образование микроклина сопровождалось частичным замещением им ранее выделенных минералов, в том числе иногда и кварца, и последующим слабым проявлением натрового метасоматоза. Формирование гранитов происходило, вероятно, в трещинах — полостях в синорогенных условиях, с развитием гранито-гнейсовой фации, что сказалось и на структуре пород, промежуточной между гиллидоморфнозернистой и гранобластовой.

О ПРОИСХОЖДЕНИИ ЧАРНОКИТОВОЙ СЕРИИ АНТАРКТИДЫ

Проблема происхождения чарнокитовых серий, известных в разных районах земного шара, давно привлекает к себе внимание многих ученых. По мере накопления новых материалов и проведения углубленных исследований, меняются и представления о генезисе чарнокитовых образований. Значительный вклад в разрешение этой проблемы внесли советскими геологами, занимающимися изучением Украинского и Алданского щитов. Разработанные ими, особенно Д. С. Коржинским, некоторые общие положения помогают выявить отдельные особенности, характерные и для чарнокитовых серий Антарктиды.

100

Прежде всего приведем здесь некоторые выводы наших предшественников.

С. Р. Нокольдс [12], обработавший образцы горных пород, собранные Австралийской Антарктической экспедицией (1911—1914 гг.), в опубликованной им в 1940 г. работе касается вопроса о генезисе чарнокитовой серии, залегающей в восточной части Земли Королевы Мэри. Автор, придерживаясь взглядов Т. Голланда, объясняет полосчатость, наблюдаемую в большинстве образцов, как первичную, и относит всю чарнокитовую серию к магматическим, а не метаморфическим образованиям. Поэтому типичные гнейсы и кристаллические сланцы включаются в одну общую чарнокитовую серию, из которой по химизму выделяются породы кислого, основного и ультраосновного состава. Отнесение всей серии к магматическим образованиям С. Р. Нокольдс мотивирует близостью химического состава пород чарнокитовой серии к составу изверженных пород и сходством между собою чарнокитов из различных частей света.

Нам представляется, что высказанная автором точка зрения на происхождение чарнокитовой серии является несостоятельной и не отвечающей ни современному уровню наших знаний о чарнокитовых провинциях, ни приведенным выше фактическим данным.

С полной уверенностью можно утверждать, что кристаллические сланцы и гнейсы, слагающие район Мирного, и различные биотито-гранатовые гнейсы, развитые в пределах озона Бангера, являются метаморфическими породами, очень сходными с кристаллическими сланцами и гнейсами, широко распространенными в пределах Алданского, Анабарского, Украинского щитов и в других областях земного шара. Совершенно ясно также, что породы, слагающие район Мирного и, вероятно, прилегающие области, отчетливо расчленяется на два комплекса — метаморфический, включающий в себя кристаллические сланцы и гнейсы, и магматический, представленный различными гранитоидами. Сейчас проблема заключается в том, что далеко не всегда можно установить состав исходных образований, превращенных затем в кристаллические сланцы и гнейсы, а именно, были ли это первично магматические или осадочные породы, или те и другие одновременно.

Можно полагать, что кристаллические сланцы и гнейсы являются регионально метаморфизованными породами, образовавшимися в самых глубоких условиях, отвечающих гиперстеновой фации глубинности по Д. С. Коржинскому. И действительно, устойчивое парагенезиса плагиоклаза с гиперстеном, в котором величина отношения FeO: MgO подвержена значительным колебаниям (от 50 до 70% FeSiO₃), подтверждает общность характера метаморфического антарктического комплекса с алданским, анабарским и другими комплексами. Отмечается также и другая закономерность, а именно возрастание железистости пироксенов при переходе от кристаллических сланцев к гнейсам, т. е. от основных пород к более кислым.

Однако минералогические ассоциации в метаморфической толще Антарктиды имеют и свои специфические особенности, отличные от ассоциаций соответствующих комплексов Анабарского и Алданского щитов. Эти особенности выражаются в более высокой железистости гиперстена (50—70% FeSiO₃ вместо 38—52% FeSiO₃ в анабарском гиперстене и еще более магnezальном алданском гиперстене). Согласно же диаграммам Д. С. Коржинского [7, стр. 85, 95], железистость гиперстена в присутствии ортоклаза и кварца возрастает по мере повышения температуры. Следовательно, наличие таких богатых железом разновидностей гиперстена свидетельствует об очень высоких температурах образования метаморфической толщи района Мирного.

При всей ограниченности полевых наблюдений и недостаточности материала можно высказать все же некоторые предварительные суждения и о первичном составе метаморфического комплекса.

101

С одной стороны, в составе этого комплекса встречались породы, названные нами метагаббро-поритами, сохранившие структурные и некоторые иные признаки первично изверженных пород. С другой стороны, большинство кристаллических сланцев и пироксеновых гнейсов совершенно лишено каких-либо признаков изверженного происхождения. Наоборот, текстурные и структурные особенности, скорее всего, указывают на возможно первично осадочный генезис таких образований. С гораздо большей уверенностью это можно сказать про шпинель-гранатобiotитно-плагноклазовый кристаллический сланец, так как не только структурно-текстурные признаки, но и состав породы отвечает парагнейсам.

Таким образом, метаморфическая толща района Мирного имеет сложное происхождение и в ее образовании, можно полагать, участвовали как первично изверженные, так и осадочные породы.

Весьма своеобразными представляются нам чарнокитовые гранитоиды. Сходство их с нормальными гранитами является только внешним. При микроскопическом изучении устанавливается, что плагноклаз в них представлен андезитом, а не олигоклазом, а также присутствуют высоко железистые пироксены и оливины в ассоциации с кварцем и ортоклазом. Подобного рода ассоциации весьма редки. Они не свойственны нормальным гранитам и вообще не отмечаются в кислых интрузивных породах сибирских щитов. Из других особенностей чарнокитовых гранитоидов следует указать на быстро меняющийся количественно-минералогический состав, крайнюю бедность породившей их магмы летучими компонентами, в том числе и водой, и на пассивность гранитоидов в смысле контактового воздействия на вмещающие их породы (ксенолиты кристаллических сланцев и гнейсов испытывают лишь слабую обогащенность калием). Не случайно, видимо, и отсутствие пегматитов в коллекции О. С. Вялова, так как описанный нами образец представляет собою шшировое обессоление, а не настоящий пегматит.

Обращает на себя внимание также отсутствие мигматитов в районе Мирного, несмотря на значительную площадь распространения гранитоидов. Между тем, в районе оазиса Бангера, где развиты аляскинские граниты, мигматиты пользуются широким распространением. И, наконец, следует подчеркнуть, что чарнокитовые гранитоиды характеризуются почти такой же минеральной ассоциацией, какая свойственна вмещающим их кристаллическим сланцам и гнейсам.

Все перечисленные специфические особенности чарнокитовых гранитоидов явно свидетельствуют о том, что их формирование происходило в особых, необычных условиях, отличных от тех, в каких образуются нормальные граниты. Вот почему можно допустить, что породившая чарнокитовые гранитоиды магма имеет палингенное происхождение и образовалась путем выборочного плавления вмещающих их гнейсов в период общего регионального метаморфизма, протекавшего в весьма глубинных условиях. Такое объяснение приводится, в частности, Ю. А. Кузнецовым [8], изучавшим чарнокитовые породы Южно-Енисейского края.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бабко А. К. О правильности и воспроизводимости химического анализа. Журнал «Заводская лаборатория», т. XXI, № 3, Металлургияиздат, стр. 269—277, 1955.
2. Вялов О. С. Краткое описание побережья моря Дэвиса и характеристика районов бухты Дель и Мирного. Научн. зап. Львовск. Гос. Унив-ра, Географ. сборн. № 4, Львов, 1957.
3. Вялов О. С. Предварительные данные по геологии Антарктиды между 89° и 107° в д. Геол. сборн. № 4, Львовск. геол. общ., Львов, 1957.
4. Коржинский Д. С. Мраморы архея Алданской плиты и проблемы фаций глубинности. Труды Центр. научн.-иссл. геол.-разв. инст., вып. 71, Л.—М., 1936.
5. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Труды Центр. научн.-иссл. геол.-разв. инст., вып. 86, Л., 1936.

6. Коржинский Д. С. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Труды инст. геол. наук АН СССР, вып. 12, 1940.
7. Коржинский Д. С. Закономерности ассоциации минералов в породах архея Восточной Сибири. Труды Инст. геол. наук АН СССР, вып. 61, 1945.
8. Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Материалы по геологии Западной Сибири, № 15(57), Томск, 1941.
9. Половинкина Ю. Ир. Стратиграфия, магматизм и тектоника докембрия Украинской ССР. Труды лабор. геол. докембр., вып. 2. Издат. АН СССР, стр. 45, 1953.
10. Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов. Минерал. сборн. Львовск. геол. общ. № 4, 1950.
11. Holland T. H. The charnockite series, a group of archaean, hyperthemic rocks in Peninsular India. Memoirs of the Geol. Survey of India, v. XXVIII, p. 2, Calcutta, 1900.
12. Nockolds S. R. Petrology of rocks from Queen Mary Land, Australas Antarctic Exped. 1911—1914. Scient. Reports, ser. A, vol. IV, Geology, part. 2, Sydney, 1940.
13. Rana Rao B. The Charnockite rocks of Mysore (southern India) Mysore geological Department, Byll. 18, Bangalore, 1945.
14. Washington H. S. The charnockite series of Igneous Rocks, Am. Journ. Sci., v. 41, 1916.

М. Г. РАВИЧ

ГОРНЫЕ ПОРОДЫ ОАЗИСА БАНГЕРА

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая статья является результатом петрографического изучения автором 50 образцов из коллекции О. С. Вялова, посетившего оазис Бангера в январе 1956 г. совместно с П. С. Вороновым. В течение нескольких дней были собраны наиболее характерные представители горных пород юго-западной части оазиса.

Некоторые данные о геологическом строении района оазиса, приведенные в статье О. С. Вялова и П. С. Воронова (1956 г.), могут быть дополнены на основании дешифрирования аэрофотосхемы масштаба 1:40 000.

Из общей площади оазиса в 750 кв. км. около 350 кв. км приходится на долю морских заливов и озер, концентрирующихся в северо-восточной половине оазиса. Остальная часть хорошо обнажена, и выходы коренных пород здесь более значительны, чем участки, покрытые моренным материалом. В пределах оазиса наблюдается довольно сложное простиранение пород: северо-восточное, меридиональное и широтное, что свидетельствует о наличии крупных складчатых структур. Пликативные структуры нарушаются преобладающими северо-западными и северо-восточными разломами. На аэрофотоснимках отчетливо дешифрируются, кроме того, дайки основных пород. Другие же породы — разнообразных гнейсов и гранитов — пока не удается дешифрировать.

Исследованные образцы указывают на преобладание регионально-метаморфических пород двух семейств: а) основные гиперстеновые и двупироксеновые кристаллические сланцы и плагногнейсы, к которым близки более редкие амфиболо-гиперстеновые плагногнейсы; б) нормальные гранато-биотитовые плагногнейсы, местами значительно фельдшпатизированные, и близкие к ним более редкие гранато-биотитовые и гранато-силлиманито-биотитовые кристаллические сланцы. Оба эти семейства встречаются на исследованной территории повсеместно и очевидно не обособляются в пределах отдельных участков.

Представителями магматических пород являются аляскиновые граниты и близкие к ним гранитизированные породы, а также аплиты. Они входят преимущественно в состав мигматитов, образуя послойные жилы, особенно развитые среди гранато-биотитовых плагногнейсов. Изредка аляскиновые граниты и аплиты встречаются и в виде секущих жил.

Обособленно и только в одном пункте встречены милониты. Их геологическое положение и взаимоотношения с другими породами остались не выясненными. Вероятно, милониты приурочены к зонам разломов.

В общем кристаллические сланцы, гнейсы, граниты и милониты относятся по аналогии с другими чарнокитовыми провинциями мира к архею.

104

Вся метаморфическая толща, а также граниты и милониты рассеяны разнообразной мощности (от нескольких метров до 200 м) дайками долеритов и габбро-долеритов. Никаких определенных данных о их возрасте не имеется. Скорее всего они относятся к другому вулканическому циклу, возможно палеозойскому или раннемезозойскому.

ОСНОВНЫЕ ПИРОКСЕНОВЫЕ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ И ПЛАГИОГНЕЙСЫ

В описываемой коллекции преобладают кристаллические сланцы и меланократовые плагногнейсы. По содержанию господствующих в них цветных минералов — моноклинного пироксена и гиперстена — обособляются две группы пород: а) двупироксеновые плагногнейсы и двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы с биотитом; б) гиперстеновые плагногнейсы с биотитом и розовой обманкой и гиперстеновые кристаллические сланцы с биотитом и корднеритом. Среди этих двух групп пород, в зависимости от соотношения цветных минералов с плагноклазом и кварцем выделяются и другие разновидности. Особое положение занимают гиперстеновые гнейсы, сильно инфильтрованные кварцем, отчего меланократовые породы становятся мезократовыми. Все разновидности пород описываемого семейства связаны друг с другом постепенными переходами.

Меланократовые двупироксеновые плагногнейсы (обр. № 11а, 11б, 11а, 13г, 22в) наиболее распространены. Они представлены мелкозернистыми серыми и темно-серыми породами ясно огнейсованными. Структура плагногнейсов чаще всего гранобластовая, переходящая в порфиробластовую, а иногда гетеробластовая (рис. 1). Состав их довольно постоянен: плагноклаз (50—65%), кварц (5—15%), гиперстен (15—30%), моноклинный пироксен (4—8%), рудный минерал (3—5%), биотит (до 1%). Кроме того, встречаются редкие кристаллики апатита.



Рис. 1. Двупироксеновый плагногнейс. Структура гетеробластовая. Шлаф № 22в, инк.-т., X 15.

Преобладающий плагноклаз характеризуется переменным составом от алдизина до лабрадора (№ 33—68). Более основными являются порфиробластические таблички длиной 2—3 мм. Изометрические зерна основной массы, размер которых колеблется в пределах 0,2—0,8 мм, представлены обычно андезиннами. Очертания зерен извилисты, так как плагноклаз нередко корродируется кварцем. Плагноклазы всегда свежее, тогда как цветные минералы иногда замещены вторичными агрегатами. Кварц встречается в виде ксенобластических зерен, размерами всего 0,1—0,3 мм. Нередко он образует востки, проникающие во все другие минералы и заполняющие промежутки между ними.

Гиперстен всегда ассоциируется с моноклинным пироксеном, но первого, как правило, в 3—4 раза больше, чем второго. Пироксены представлены неправильными ситовидными зернами, размерами от 0,1 до 1 мм. Соприкасаясь друг с другом, они образуют в породе причудливые решетчатые агрегаты, чередующиеся с участками плагноклаза. Гиперстен отчетливо плеохромует от розового до бледно-зеленого цвета и его

105

показатель преломления по Ng варьирует от 1,725 до 1,735¹, что указывает на содержание в минерале 52—58% железистого компонента. Зерна гиперстена трещиноваты, и по трещинам развиваются чешуйки биотита и рудные агрегаты.

Моноклинный пироксен не плеохроирует и в шлифе слегка окрашен в бледно-зеленый цвет. Оптические константы его таковы: $Ng = 1,718$, $2V = +62^\circ$ и $cNg = 42^\circ$, что позволяет отнести моноклинный пироксен к группе салита с содержанием около 40% геденбергитовой молекулы.

Несправильные рудные зерна размерами 0,1—0,2 мм, большей частью принадлежит, вероятно, ильмениту, так как изредка они окружены тончайшей каемочкой лейкоксена, а в химическом анализе одного из описываемых гнейсов содержится более 3% окиси титана. В породе рудные зерна тесно ассоциированы с пироксенами. Отмечается бедность этих гнейсов аксессуарными минералами. Почти единственным представителем последних являются тончайшие шестоватые кристаллики апатита до 0,05 мм длины.

Химический анализ (табл. 1) двупироксенового плагиогнейса (обр. № 13г), взятого почти в центре юго-восточной половины оазиса, характеризуется высоким содержанием феррических компонентов (железа и магния) и алюмосиликатной взвеси, при сравнительно небольшом количестве кремнезема и щелочей.

Таблица 1
Химический состав двупироксенового плагиогнейса

Компоненты	Весовые проценты	Молекулярные количества
SiO ₂	44,27	737
TiO ₂	3,49	44
Al ₂ O ₃	12,27	121
Fe ₂ O ₃	6,69	42
FeO	12,93	180
MnO	0,35	5
MgO	7,15	175
CaO	9,05	161
Na ₂ O	1,46	24
K ₂ O	0,72	11
P ₂ O ₅	0,46	—
П. п. п.	0,65	—
Сумма	99,49	—

Двупироксено-плагиоклазовые кристаллические сланцы (обр. № 25а и 25б). Эти породы немногим отличаются от вышеописанных двупироксеновых гнейсов. Главное отличие заключается в повышенном содержании пироксенов и в появлении биотита за счет вытеснения кварца и пониженного содержания лабрадора. От обилия темноцветных минералов порода становится темно-серой, почти черной. Структура ее гранобластовая. В состав породы входят: плагиоклаз (50—60%), гиперстен (25—30%), моноклинный пироксен (5—7%), биотит (10—12%) и рудный минерал (3—5%). В качестве аксессуарных минералов присутствуют отдельные зерна роговой обманки и обильные мельчайшие шестоватые кристаллики апатита. Кристаллические сланцы

¹ Здесь и всюду показатели преломления минералов определены в 2—4 шлифах одноименной породы иммерсионными жидкостями

имеют полосчатое строение, ясно выраженное благодаря разномасштабности прослоев. Полосы относительно крупнозернистого строения, где идиобластические таблицы плагиоклаза и зерна пироксена имеют размеры до 1 мм, чередуются с полосами, где зерна вышеуказанных минералов не превышают 0,5 мм. Ширина разномасштабных полос колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров. Подобное строение кристаллических сланцев вызвано, вероятно, неравномерной (дифференцированной) перекристаллизацией первичных осадочных пород, из которых образовались сланцы.

Меланократовые гиперстеновые плагиогнейсы (обр. 9б, 13б, 14а, 19б, 24а). Эти породы представлены двумя разновидностями: амфиболо-гиперстеновыми и биотито-гиперстеновыми плагиогнейсами. Обе разновидности макроскопически имеют облик несно огнейсованных мелкозернистых пород серого цвета с буровато-зеленоватыми оттенками. Структура их гранобластовая, частью гетеробластовая с элементами катаклаза (рис. 2). Состав почти идентичен в обеих разновидностях: плагиоклаз (60—65%), кварц (10—15%), гиперстен (15—20%), биотит (7—10%), либо роговая обманка (5—7%), рудный минерал (2—3%), моноклинный пироксен и оливин, по сути дела, являются аксессуарными минералами, так как они содержатся спорадически в количествах до 1—2%, постоянно присутствует апатит в многочисленных мельчайших кристалликах.

Плагиоклаз в гиперстеновых плагиогнейсах представлен лабрадором (№ 50—55) в виде неправильных зерен или табл. размерами от 0,3 до 1 мм. Наблюдаются также пойкилитовые включения кварца, неправильные мелкие (0,1—0,2 мм) зерна которого располагаются между таблицами лабрадора, частично корродируя последние. Призматические и неправильные, часто ситовидные зерна гиперстена, размерами от 0,2 до 0,7 мм, соприкасаясь, образуют решетчатый агрегат, либо располагаются полосками среди табл. лабрадора. Встречаются единичные удлиненные (до 2 мм) зерна гиперстена, которые замещены роговой обманкой, либо биотитом. Показатель преломления гиперстена по Ng = 1,737, что соответствует содержанию в минерале 60% железистого компонента. В агрегатах гиперстена содержится иногда вроски моноклинного пироксена, либо гроздь зернышек оливина, размеры которых едва достигают 0,1 мм.

Последние два минерала едва развиты, являются неустойчивыми и для описываемой ассоциации минералов не характерны.

В одних разновидностях гиперстеновых плагиогнейсов по гиперстену развивается амфибол, а в других — биотит. Амфибол представлен призматическими зернами обыкновенной роговой обманки, плеохроирующей от желтовато-зеленого до темно-зеленого цвета с показателем преломления по Ng = 1,702, что указывает на значительную (72 молекулярных процента) общую железистость роговой обманки. Отчетливо наблюдается, как зерна амфибола (0,3—0,4 мм величины) частично замещают наиболее крупные зерна гиперстена, реликтовые островки которого встречаются среди новообразования амфибола. Биотит в тончайших пласти-

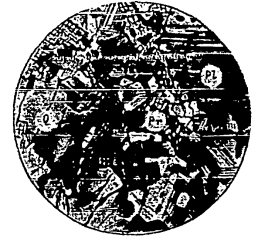


Рис. 2. Гиперстеновый плагиогнейс. Структура гетеробластовая с элементами катаклаза. Вокруг рудного минерала каемки тонкочешуйчатого биотита. Шлиф № 14а шк. +, X 15

ках длиной 0,3—0,7 мм также развивается по гиперстену, особенно по краям крупных и трещиноватых зерен. Пластинки биотита, концентрируясь вместе с агрегатами гиперстена в параллельные полосы, подчеркивают гнейсовидность породы. Характер рудных минералов и апатита в общем не отличается от аналогичных минералов в двупроксиновых плагногнейсах. Иногда вокруг зерен рудного минерала наблюдаются каемки тонкоочушчатого биотита (рис. 2).

Мезократовые гиперстеновые плагногнейсы, в которых кварц является преобладающим минералом (40—55%), а плагноклаз подчиненным (25—40%), образовались, по-видимому, в результате послонных инъекций кварца. В такой породе количество гиперстена уменьшается до 7—15% и возрастает резким волнистым погасанием и совершенно не содержит посторонних включений. Вследствие обильного содержания кварцевых лиз гиперстеновый плагногнейс становится светло-серым. Окварцевание гнейсов не сопровождается их фельдшпатазацией, как это, обычно, имеет место среди нижнеприсываемых гранато-биотитовых гнейсов. Окварцевание не влечет изменений в составе других минералов породы. Так, плагноклаз остается совершенно свежим и его состав отвечает лаблоруду № 50—52. Гиперстен имеет обычную высокую железистость (до 60% железистого компонента, N_g гиперстена = 1,738), замещение его биотитом не становится более интенсивным, чем в мезократовых гиперстеновых плагногнейсах.

Гиперстеновые кристаллические сланцы (обр. № 23в, 37а). Особенность этих пород выражается в пестроте их минералогического состава. Представлены они гиперстено-биотитовыми и гиперстено-кордиерито-биотитовыми разновидностями, практически лишенными плагноклаза и содержащими лишь немного кварца. Макроскопически они имеют облик темно-зеленых и черных сланцеватых пород. Структура их порфири- и лепидобластовая.

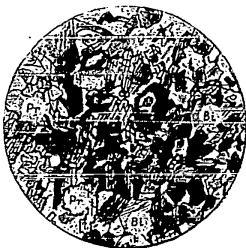


Рис. 3. Гиперстено-биотитовый кристаллический сланец. Срастание гиперстена с биотитом. Шлиф № 37а, без анализа, X 15.

В бескордиеритовых кристаллических сланцах половина объема породы сложена листочками кордиеритового биотита (длиной 1—2 мм), которые слегка изогнуты и обладают волнистым погасанием. Биотит имеет показатель преломления по $N_g = 1,618$, что определяет содержание в нем около 30% железистого компонента. Среди агрегата биотитовых листочков расположены скопления мелких (0,5—0,7 мм) зерен гиперстена, сохранившихся от замещения их биотитом. Иногда наблюдается срастание этих минералов (рис. 3). Показатель преломления гиперстена по $N_g = 1,722$ свидетельствует о содержании в пироксене 48 молекулярных процентов железистого компонента. Кварц встречается в породе

только в виде пойкилитовых включений и симплектитовых составных с другими минералами и не образует самостоятельных зерен. Спорадически присутствует калиевый полевой шпат в виде чешуйчатых зерен размером до 1 мм. Чем больше в породе кварца и калиевого полевого шпата, тем интенсивнее развиты процессы замещения биотитом, что указывает на связь этого явления с процессом фельдшпатазации кристаллических сланцев. Неправильные округлые зерна размером до 0,5 мм часто ассоциируются с еще более мелкими зернышками темно-зеленой шпинели. Местами отчетливо видно, что шпинель замещается за счет других зерен, края последних, как окаймляя их.

В гиперстено-кордиерито-биотитовых кристаллических сланцах присутствует значительное количество кордиерита (до 30%), за счет соответствующего уменьшения содержания гиперстена и биотита. Крупные (3—4 мм) неправильные зерна кордиерита имеют вид порфириобластов, вследствие чего подобные породы приобретают порфириобластовую структуру. Зерна кордиерита отличаются сложностью, а их края лимонно-желтые плеохроичные двояковыпуклые. Местами они сближаются с образующим характерных тройников и шестигранников. Показатель преломления кордиерита по $N_g = 1,543$, что отвечает содержанию около 20 молекулярных процентов железистого компонента. Трещины, описываемый минерал является существенно минеральным. Порфириобласты мочковатого пироксена погружены в агрегат листочков биотита, среди которых рассеяны зерна гиперстена. Листочки биотита длиной 0,3—0,5 мм плеохроируют от желтого (по N_p) до коричневого цвета (по N_g), ориентированы в одном направлении, изогнуты и волнисто гаснут. Биотит имеет показатель преломления по $N_g = 1,627$, что свидетельствует о содержании общего железистого компонента в количестве 35 молекулярных процентов. Неправильные зерна гиперстена, размеры от 0,2 до 1 мм, ясно плеохроируют от розоватого до зеленоватого цвета. Показатель преломления гиперстена по $N_g = 1,722$, что отвечает содержанию в минерале 50 молекулярных процентов $FeSiO_3$. Более крупные зерна гиперстена, имеющие сетчатое строение, трещиноватые. Трещины заполнены рудным минералом, а края отчетливо замещаются биотитом. Темно-зеленые угловатые зернышки шпинели размерами 0,05—0,1 мм всегда ассоциируются с рудным минералом. Небольшое количество кварца (до 2%) представлено исключительно симплектитовыми вростками и биотите и гиперстене. В кордиеритосодержащих кристаллических сланцах встречаются единичные зерна розового альмандина размерами до 1 мм.

Таблица 2
Химический состав биотито-кордиерито-гиперстенового кристаллического сланца

Компонент	Весовые проценты	Молекулярные количества
SiO ₂	41,46	690
TiO ₂	2,00	25
Al ₂ O ₃	18,55	181
Fe ₂ O ₃	6,65	41
FeO	10,00	139
MnO	0,40	6
MgO	14,48	359
CaO	0,75	13
Na ₂ O	0,61	10
K ₂ O	4,30	67
P ₂ O ₅	0,69	
П. и ч.	0,58	
Сумма	99,76	

Числовые характеристики по методу А. Н. Зваричского. $a = 9,3$, $c = 0,8$, $b = 46,5$, $N = 43,4$.

Образец № 23в биотито-кордиерито-гиперстенового сланца, состоящего из биотита (35%), кордиерита (35%), гиперстена (25%), рудного минерала (3%), кварца (1%), и альмандина (1%), был сдан на химический анализ. Результаты анализа (табл. 2) показывают, что по химическим

скому составу кристаллические сланцы отличаются от близких к ним меланократовых плагногнейсов прежде всего повышенным содержанием глинозема, магния и калия, при весьма пониженном содержании кальция, и отчасти железа и кремнезема. Эта разница обусловлена, вероятно, неодинаковым исходным составом первичных осадков, а также последующим притеснением калия, вызвавшим образование значительного количества биотита. О немагматическом происхождении первичных пород свидетельствуют также результаты пересчета химического анализа, а именно при большом значении коэффициента «а» необычными являются высокие значения щелочей и весьма низкая величина «с».

НОРМАЛЬНЫЕ ГРАНАТО-БИОТИТОВЫЕ ГНЕЙСЫ И БЛИЗКИЕ К НИМ КРИСТАЛЛИЧЕСКИЕ СЛАНЦЫ

Нормальные гранато-биотитовые гнейсы, нередко значительно фельшпатизированные, в основном составляют второе семейство метаморфических пород оазиса. В коллекциях они количественно несколько уступают разнообразным пироксеновым плагногнейсам. Близкие к ним гранато-биотитовые и гранато-силлиманито-биотитовые кристаллические сланцы встречаются сравнительно редко и представлены единичными образцами.

Гранато-биотитовые плагногнейсы (обр. № 22а, 23а, 35а) представлены среднезернистыми разноцветными полосчатыми породами, в которых розовато-сероватые полосы чередуются с темно-серыми и серовато-бурыми. На фоне отчетливой гнейсовидной текстуры развивается гранобластовая структура с порфирио- и пойкилобластическими элементами. Состав этих пород довольно однообразный: кислый плагноклаз (35—55%), кварц (25—40%), биотит (5—16%, в меланократовых разновидностях до 30%), альмандин (в среднем 10%, в меланократовых разновидностях до 25%), рудный минерал (от 3 до 7%). В качестве аксессуарных минералов присутствуют редкие зернышки циркона и монацита, а также мельчайшие кристаллики апатита; периодически встречаются единичные зерна шпинели и обрывки зерен гиперстена.

Плагноклаз вместе с кварцем слагают лейкократовые полоски. Неправильные по форме таблички плагноклаза, размерами 1—2 мм, отвечают олигоклазу № 20—26. Они довольно свежие и лишь по редким трещинкам в них развиваются чешуйки серпичита. Полисинтетические двойники в олигоклазах очень тонкие, а местами вообще отсутствуют. Зерна кварца самых различных размеров (от 0,3 до 3 мм), имеют неправильные формы. Они трещиноваты и обладают волнистым угасанием. Обильны разнообразные вроски кварца, особенно пойкилитовые, размерами до 0,1 мм. В лейкократовых полосках нередко попадаются отдельные кристаллические зерна альмандина, но чаще всего последние ассоциируются с биотитом в меланократовых полосках. Последние имеют извилистые очертания, быстро выклиниваются, но сменяются новыми. Ширина их колеблется от нескольких миллиметров до 1—2 см.

Биотит образует компактные полосчатые агрегаты, состоящие из отдельных тонких пластинок от 0,2 до 1,5 мм длины. Пластины биотита ориентированы в одном направлении, плеохроируют от желтого до коричневого цвета и обладают показателем преломления по $N_g = 1,638$, что указывает на содержание железистого компонента в количестве 30%. Среди биотитовых пластинок расположены изометричные зерна альмандина величиной от 0,5 до 2—3 мм, которые имеют облик порфириобласта. Край альмандиновых зерен неправильные, часто извилистые; сами зерна нередко имеют ситовидное строение и содержат включения рудного минерала (особенно по грубым трещинам), кварца, чешуек биотита и игольчатый силлиманит. Альмандин в шлифе окрашен в красновато-розоватый цвет и обладает показателем преломления 1,785, что указывает на содер-

жание в нем около 28% пироновой молекулы. Неправильные рудные зерна размерами 0,2—0,4 мм всегда приурочены к меланократовым полоскам. Вместе с ним спорадически встречаются мелкие (до 0,1 мм) зернышки темно-зеленой шпинели, а на границе рудных зерен и пластинок биотита местами сохранились обрывки зерен гиперстена. Угловатые зернышки циркона и монацита размерами до 0,05 мм встречаются крайне редко в виде включений в других минералах.

Инъекционные гнейсы (обр. № 37б, 37г, 37д, 37ж, 38а) образуются при фельшпатизации вышеописанных плагногнейсов, отличаясь от последних, главным образом, значительным преобладанием калиевого полевого шпата над плагноклазом, который постепенно полностью исче-

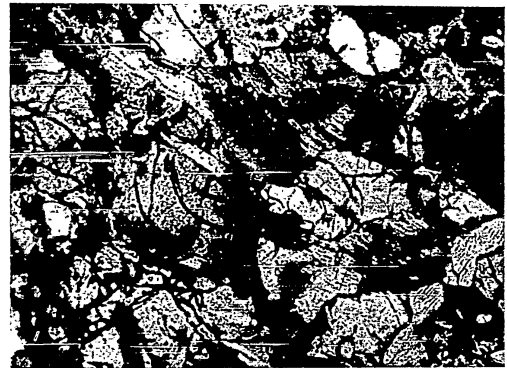


Рис. 4. Биотито-кордиеритовый участок в инъекционном гнейсе. Шлиф № 37д, инк. +, X 30.

зает. Инъекционные гнейсы являются, видимо, и самыми распространенными породами описываемого семейства. Количество цветных минералов в них меньше, чем в плагногнейсах, но число их возрастает, так как кроме обычных биотита и альмандина нередко появляются кордиерит и отчасти силлиманит. Инъекционные гнейсы имеют облик полосчатых пород средне- и крупнозернистого строения. Серовато-розовато-желтоватые лейкократовые полоски, шириной в 1—3 см, чередуются с темно-серыми меланократовыми полосками толщиной в несколько миллиметров (рис. 4). Структура инъекционных гнейсов порфирио- и гранобластовая (рис. 5). Состав их из полевых шпатов (40—60%), с преобладанием (в 2—3 раза) микроклин-микрпертита над плагноклазом, кварца (30—40%), биотита (2—12%), альмандина (2—10%), кордиерита (от 1 до 10%), рудного минерала (2—3%) и весьма небольшого количества аксессуарных минералов — циркона, монацита, апатита и шпинели (менее 1%); спорадически встречается силлиманит (до 2%).

Лейкократовые полоски инъекционных гнейсов сложены преимущественно микроклин-микрпертитом в неправильных табличках размерами от 0,5 до 1—2 мм, которые частично корродируют и замещают неправильные же таблички андезина № 31—37. Тончайшие (нитевидные) вроски в микроклине, ориентированные в одном направлении, принадлежат альбиту. Кварцевые зерна располагаются среди таблиц полевых

шпатов. Облик их панидлобастовый. Они трещиноваты и обладают резким облачным погасанием, а местами отчетливо раздроблены. Инъекционные гнейсы отличаются от всех других гнейсов оазиса ясно выраженным катаклизмом, по-видимому, способствовавшим интенсивному проникновению метасоматизирующих растворов и фельдшпатизации пород.

Меланократовые полосы в гнейсах состоят почти поровну из биотита, альмандин и кордиерита. Границы этих полос извилисты, неотчетливы, так как листочки биотита расположены между таблицами полевых шпатов. Биотит представлен коричневыми тонкими пластинками длиной

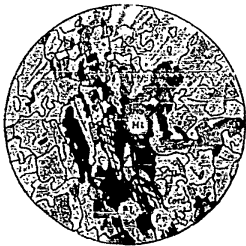


Рис. 5. Инъекционный гранато-кордиерито-биотитовый гнейс. Структура грабноластовая с элементами катаклаза. Шлиф № 37ж, инк.+, X15.

0,3—0,5 мм. Его показатель преломления по Ng = 1,638, что отвечает содержанию в минерале 43 молекулярных процентов железистого компонента. Среди агрегатов биотита расположены округлые зерна и осколки кристаллов розоватого альмандин, форма которых нарушена катаклизмом. Размеры зерен колеблются от 0,3 до 1 мм, они трещиноваты, имеют шпатовидное строение и содержат многоклеточные мелкие включения кварца. Альмандин имеет показатели преломления 1,774—1,780, что свидетельствует о содержании в его составе около 30—35% пирроповой молекулы. Вместе с альмандином ассоциируются неправильные зерна кордиерита размерами 0,3—1 мм. В последних встречаются редкие плеохроичные дворники и полисинтетические двойники. Местами развиты прожилочки почти изотропного серпентиновидного вещества, замещающие кордиерит. Кордиерит имеет показатель преломления по Ng = 1,546, что указывает на содержание в нем около 25 молекулярных процентов железистого компонента, т. е. описываемый минерал является существенно магнезиальным. В этих меланократовых полосах местами сохранились единичные обрывки зерен гиперстена, интенсивно замещенные биотитом. Здесь же присутствуют угловато-скелетные зерна титаномагнетита. Вокруг них развиваются неправильные зернышки темно-зеленой шпинели.

Характерной особенностью инъекционных гнейсов является ксенобластовый облик почти всех слагающих их минералов, что, вероятно, связано с частичной перекристаллизацией гнейсов при их фельдшпатизации. Химические анализы двух образцов инъекционных (№ 37б и 37ж) гнейсов (табл. 3) хорошо отражают особенности их вещественного состава. Образец № 37б характеризуется (примерно) содержанием 40% микроклин-микрпертита, 25% кварца, 30% биотита и альмандин (поровну), 4% рудного минерала и 1% других аксессуарных минералов (шпинели, апатита и циркона).

Образец № 37ж состоит из 40% микропертита, 12% андезина, 30% кварца и 15% биотита, альмандин и кордиерита (в равных частях). На долю рудного и других аксессуарных минералов (шпинели и апатита) приходится около 3% всей массы.

Приведенные в табл. 3 числовые характеристики несвойственны ни одной разновидности магматических пород. Так, по содержанию щелочей в алюмосиликатах породы эти близки к основным, а по содержанию кремнезема — к кислым семействам. Что касается фемических компонентов, характеризующихся числом кв, то их содержание также близко к содержанию этих компонентов в основных породах, но по количеству

извести в алюмосиликатах опять-таки наблюдается тяготение к кислым породам. Иными словами, такое сочетание химических компонентов в инъекционных гнейсах несвойственно какой-либо магматической породе, но вполне возможно в терригенных отложениях типа глинистых песчанников, подвергшихся впоследствии фельдшпатизации.

Таблица 3
Химический состав инъекционных гнейсов

Компоненты	Обр. № 37б		Обр. № 37ж	
	весовые проценты	молекулярные количества	весовые проценты	молекулярные количества
SiO ₂	58,26	970	65,20	1036
TiO ₂	1,04	13	0,80	10
Al ₂ O ₃	14,93	146	15,05	147
Fe ₂ O ₃	4,50	28	5,07	32
FeO	5,74	80	2,44	34
MnO	0,27	4	0,27	4
MgO	8,24	204	3,21	79
CaO	1,70	30	1,50	27
Na ₂ O	0,41	6	1,75	98
K ₂ O	3,51	37	3,60	38
P ₂ O ₅	0,10	—	0,11	—
П. п. п.	0,54	—	0,95	—
Сумма	99,24	—	99,95	—

Числовые характеристики по А. Н. Заваричкому

	a	c	b	S
Обр. № 37б	5,5	1,2	37,7	62,6
Обр. № 37ж	8,6	1,8	18,8	70,8

Гранато-биотитовые сланцы (обр. № 37е) представлены в коллекции всего одним образцом и, по-видимому, пользуются небольшим распространением. Отчетливо расслаиванная порода темно-серого цвета с красноватыми оттенками имеет типичную лепидобластовую структуру. Состоит она из биотита (60%), альмандин (20%), кварца (15%), рудного минерала (3%) и мельчайших кристалликов апатита. Тонкие пластинки бурого биотита длиной 1—2 мм ориентированы в одном направлении, обуславливая сланцеватость породы. Среди них расположены преимущественно внутри листочков биотита, вдоль их спайности. Здесь же присутствуют игольчатые кристаллики апатита длиной до 0,1 мм. Местами листочки биотита смяты в «гармошку» и часто волнисто погасают, что свидетельствует о некотором катаклазе породы.

Гранато-сильманитово-биотитовые сланцы (обр. № 37д) так же редки, как и гранато-биотитовые сланцы. Они представляют собой сланцеватые породы, в которых чередуются розовато-серова-

тые и темно-серые прослои, толщиной всего в несколько миллиметров. Структура образована сочетанием лепидонемато-гранобластовых структурных элементов (рис. 6). Состав породы: кварц (50%), силлиманит (15%), биотит (15%), альмандин (10%), кордиерит (5%), и рудные минералы (5%). Спорадически присутствуют мелкие неправильные таблички плагноклаза. Акцессорные минералы представлены шпинелью, апатитом и цирконом.

Чередование неотчетливых, неправильных по конфигурации, лейкократовых и меланократовых прослоев сохраняется даже в шлифе. Лейкократовые прослои сложены преимущественно зазубренными и неправильными зернышками кварца размерами от 0,2 до 1 мм, среди которых расположены отдельные листочки биотита. Меланократовые прослои сложены альмандином, биотитом и силлиманитом. Последний образует пучки удлиненных тонкопризматических кристалликов в 0,5—2 мм длины, по ним местами развиты чешуйки биотита. Альмандин представлен ситу-



Рис. 6. Гранато-биотито-силлиманитовый кристаллический сланец. Шлиф № 35а, без анализатора, X 15.



Рис. 7. Гиперстено-биотито-гранатовый кристаллический сланец. Структура гранобластовая. Шлиф № 37в, ник.+, X 15.

видными зернами размером 1—3 мм, даже несколько удлиненными и ориентированными в одном направлении. Цвет в шлифе розоватый. По трещинам в гранате развиваются чешуйки биотита и мелкие рудные зерна. Вообще в гранате имеется много включений кварца, шпинели и иголок силлиманита. Коричневый биотит образует пластинки длиной 1—2 мм, ориентированные односторонне. Отдельные крупные (1—2 мм) зерна кордиерита имеют характерные тройники.

Гиперстено-биотито-гранатовый сланец (обр. № 37в, рис. 7) представляет значительный интерес, так как является связующим звеном между двумя вышеописанными семействами кристаллических сланцев. Хотя гиперстена в подобной породе немного — всего 15%, а главная масса состоит из альмандина (50%) и биотита (35%, включая сюда редкие кварц и плагноклаз), все же соотношение гиперстена биотита и граната позволяют допустить возможность происхождения гранато-биотитовых гнейсов за счет двупроаксеновых гнейсов, при непрерывном участии метасоматических процессов, с которыми связан принос щелочей.

Гиперстено-биотито-гранатовый сланец обладает порфиробластовой структурой с элементами лепидо- и гранобластовой. В шлифе количественные соотношения минералов являются случайными, так как наполниту он сложен крупным (1 см) кристаллом граната, погруженным в агрегат биотитовых листочков с зернами гиперстена, плагноклаза и кварца. Этот кристалл альмандина обладает ситовидным строением, в нем содержатся

обильные включения кварца и чешуек биотита, а в краях сохраняются зерна гиперстена. По трещинам в гранате развиваются рудные агрегаты и зернышки шпинели. Окружающие кристалла скопления изогнутых биотитовых пластинок содержат неправильные зерна гиперстена, которые интенсивно замещаются биотитом. Гиперстен ясно плеохроирует от розового до бледно-зеленого цвета. Зерна плагноклаза и кварца раздроблены, имея здесь второстепенное значение.

МИЛОНИТЫ (обр. № 35в и 35е)

Милониты представлены черными, весьма плотными, тонкослоистыми породами, напоминающими по внешнему виду роговики. Текстура их сланцеватая, структура порфиробластовая, основная масса имеет пелитовый облик. В шлифе ясно наблюдается чередование бесцветных (или окрашенных в серовато-коричневый цвет) тонких, изогнутых прослоев, шириной в 0,5 мм. Каждый такой прослой в свою очередь состоит из еще более тонких прослоев, шириной всего 0,02—0,03 мм. На всю площадь шлифа (2 × 1,5 см) приходится до десятка слегка округлых порфиробласт кварца и реже — полевого шпата, размерами от 0,5 до 1 мм.

Кроме типичных порфиробласт, встречаются более мелкие зерна альмандина величиной 0,1 мм. Прослой причудливо изгибается вокруг порфиробласт, как бы обтекая их. Бесцветные прослои состоят из мельчайших неправильных зернышек кварца величиной в 0,02—0,03 мм, едва интерферирующих при скрещенных николях микроскопа. Они также уселны еще более мелкими чешуйками биотита. Коричневые прослои едва просвечивают и состоят из рудно-пелитового вещества и тончайших чешуек биотита.

Таким образом, если не считать порфиробласт кварца, полевого шпата и граната, то милонит состоит из тончайших зернышек кварца, чешуек биотита и руднопелитового вещества. За счет чего образовались подобные милониты, пока установить невозможно. В равной мере материальными для подобных милонитов могли оказаться гранатосодержащие граниты и нормальные гранато-биотитовые гнейсы. Во всяком случае описанные милониты образовались за счет пород регионально-метаморфического комплекса.

АЛЕСКИТОВЫЕ ГРАНИТНЫЕ ПОРОДЫ

(обр. № 4а, 4в, 4д, 13, 13а, 22а, 23б, 32а, 35г, 35з, 34з, 37и, 40-1а, 40-1б).

В эту группу объединены как довольно типичные аляскитовые граниты, так и гнейсовидные аляскитоподобные и аплитовидные породы. Большинство из них содержат редитовые зерна альмандина, а некоторые — включения силлиманита и кордиерита, что указывает на их гранитизированную природу. Различить типичные аляскитовые граниты от полностью гранитизированных гнейсов на данной стадии изученности оазиса не представляется возможным. Также невозможно различить по составу гранитовидные породы, образующие лейкократовый компонент типичных мигматитов, от тех, которые слагают самостоятельные жилы. Поэтому все породы, весьма близкие по составу, но, вероятно, разные по своему генезису, пока объединены в одну группу. При этом подавляющее большинство пород вместе с типичными гнейсами входят, по-видимому, в состав мигматитов.

Аляскитоподобные граниты представлены мелкозернистыми иногда среднезернистыми, гнейсовидными и реже массивными желтовато-розоватыми породами. Преобладающие в них структуры порфи- и гранобластовые (рис. 8, 9), реже гетеробластовые и частью катаклазированные

(рис. 10). Состав этих пород довольно однообразный: микроклин-микропертит (30—60%), плагиоклаз (от 0 до 30% в гранитизированных плагиогнейсах), кварц (30—35% и редко до 40—50%), остальные минералы (биотит, альмандин, силлиманит, кордиерит и магнетит) составляют не более 4—5%. Лишь изредка содержание их возрастает за счет увеличения количества включений силлиманита и кордиерита. Типичные акцес-



Рис. 8. Аляскитовый гнейсо-гранит. Структура гранобластовая. Шлиф № 37н, инк. +, X 15.



Рис. 9. Гнейсовидный аляскитовый гранит. Структура гранобластовая с элементами катаклаза. Шлиф № 22а, инк. +, X 15.

сорные минералы крайне скудны и представлены единичными кристаллами циркона, монацита и апатита.

Порфиробласты в описываемых породах всегда имеют облик неправильных таблиц типичного микроклина с двойниковой решеткой, иногда слегка пелитизированных. Довольно крупные (3—4 мм) неправильные зерна кварца также напоминают порфиробласты. Наряду с крупными таблицами и зернами развиты и мелкие зерна (0,5—1 мм) кварца и микроклина. В последних обязательно присутствуют тонкие пертитовые вставки альбита, которые иногда свойственны и порфиробластическим таблицам микроклина. В подавляющем большинстве шлифов присутствуют призматические таблицы плагиоклаза, размерами от 0,5 до 2 мм. Плагиоклаз относится к олигоклазу и андезину — № 24—37. На стыке плагиоклаза с микроклином возникают типичные мирмециты. Местами отчетливо видно, как андезит постепенно замещается микроклин-микропертитом. Кварц корродирует как таблицы плагиоклаза, так и крупные таблицы микроклина, проникает по трещинкам во внутрь всех других минералов и, несомненно, является позднейшим образованием. Крупные зерна кварца часто приобретают мозаичное строение. В таких образцах и таблицы микроклина трещиноваты. Оба эти явления, вероятно, связаны с катаклизмом гранитов.



Рис. 10. Катаклизированный аляскитовый гранит Шлиф № 35а, инк. +, X 15.

Наиболее постоянной примесью в описываемых породах являются мелкие кристаллики и округлые зерна альмандина величиной от 0,3 до

1 мм. Количество альмандина не превышает 3%, обычно оно меньше. По всей породе, как правило, рассеяны единичные пластинки бурого биотита. Появляющиеся местами агрегаты последнего концентрируются вокруг зерен альмандина. Но общее количество биотита в аляскитовых гранитах обычно не превышает 1%. По зернам альмандина развиваются иногда специфические желтовато-зеленоватые агрегаты биотито-хлоритовых чешуек. К подобным скоплениям приурочены отдельные удлиненные кристаллики силлиманита. Впрочем отдельные лучки силлиманита встречаются и вне связи с какими-либо цветными минералами. В некоторых образцах гранитовидных пород встречаются скопления призматических и изометрических зерен кордиерита, для которых характерны тройники и псевдохроничные дворники. Зерна кордиерита размерами в 1—2 мм сильно трещиноваты. По трещинам развиваются биотитовые чешуйки и рудное вещество, иногда же в них образуются желтоватые почти изотропные серпентиновидные продукты.

Все вышеописанные цветные минералы, можно полагать, заимствованы этими гранитовидными породами из вмещающих гнейсов, преимущественно гранато-биотитовых разновидностей.

Из образцов № 236 и 40-1а, представляющих собой наиболее типичные аляскитовые граниты, было сделано два химических анализа (табл. 4). Породы состоят из преобладающего микроклин-микропертита,

Таблица 4

Химический состав аляскитовых гранитов

Компоненты	Обр. № 236		Обр. № 40-1а	
	весовые проценты	молекулярные количества	весовые проценты	молекулярные количества
SiO ₂	71,70	1194	71,70	1194
TiO ₂	0,40	005	0,48	006
Al ₂ O ₃	15,00	147	15,12	148
Fe ₂ O ₃	0,35	002	0,60	004
FeO	0,73	010	1,07	015
MnO	0,13	001	0,12	001
MgO	0,63	015	0,53	013
CaO	1,50	027	1,50	027
Na ₂ O	2,60	042	3,18	051
K ₂ O	6,47	069	5,60	059
P ₂ O ₅	0,06	—	0,08	—
П. п. п.	0,18	—	0,26	—
Сумма	99,75	—	100,24	—

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ образца	a	c	b	S	Q
236	14,8	1,8	3,2	80,2	+29,0
40-1а	14,6	1,8	3,9	79,7	+28,4
Аляскит по Джоэнссу	16,1	0,2	2,2	81,5	+30,6

кварца, небольшого количества олигоклаза, биотита, рудных минералов, а в обр. № 40-1а и альмандинна.

Как видно из пересчета, оба образца весьма схожи между собой по химизму, занимая промежуточное положение между типичными аляски-тами и нормальными гранитами.

ДОЛЕРИТЫ И ГАББРО-ДОЛЕРИТЫ

Габбро-долериты (обр. № 2а) в основном слагают самую крупную (мощностью до 200 м) дайку оазиса, прослеживающуюся, судя по аэрофотоснимкам, с перерывами почти на 16 км. Габбро-долериты представлены сравнительно крупнозернистыми и массивными породами темно-серого или почти черного цвета, с отчетливо выделяющимися тонкими таблицами плагноклаза до 1 см длины. Структура породы призматически-зернистая, приближающаяся к габбро-офитовой. Габбро-долериты состоят из плагноклаза (60—70%), моноклининого пироксена (15—20%), оливины (3—5%), титано-магнетита (8—10%), биотита (3—4%), талька (до 4%) и апатита (до 1%). Спорадически встречаются зерна вторичного амфибола.

Габбро-долериты сложены преимущественно призматическими и лейстообразными таблицами плагноклаза, проникающими друг в друга. Таблицы плагноклаза образуют отдельные участки, между которыми расположены крупнокристаллические агрегаты пироксена. Размеры таблиц плагноклаза: от 3—4 до 7 мм длины и 1—2 мм в поперечнике. Таблицы плагноклаза обладают зональным строением, ядро — почти битовинит — № 73, а в краях — нормальная лабрадор № 51. Плагноклазы слегка пели-тизованы, отчего в шлифе они имеют бледный серовато-коричневатый тон. Крупнокристаллические агрегаты моноклининого пироксена состоят из призматических зерен величиной в 2—4 мм. С ними ассоциируются изометрические зерна оливины и скелетные зерна титано-магнетита. Зерна пироксена слегка окрашены в тусклый серовато-буроватый цвет. В них содержатся тонкие рудные включения. В краях зерен пироксена, на границе с рудным минералом, развивается оторочка ярко-бурого биотита. Угол оптических осей пироксена $2V = +43^\circ$, а угол погасания $cNg = 37^\circ$, по этим константам пироксен ближе всего отвечает пичонит-авгиту. Размер зерен оливины не превышает 0,5 мм. Они значительно замещены тальковыми агрегатами. Угол оптических осей оливины $2V = -85^\circ$, что указывает на содержание в минерале примерно 33% фаялитовой молекулы. Вокруг зерен титано-магнетита величиной 2—3 мм нередко образуются оторочки биотита и талька. Отмечается повышенное содержание в породе апатита в столбчатых кристалликах до 0,5 мм длины.

Описанные габбро-долериты в слабой степени автометаморфизованы. Эти изменения связаны с приемомом калия и воды, отчего в породе развиты также вторичные минералы, как биотит и тальк.

Метаморфизованные долериты (обр. № 4г, 4а, 9а, 15а) слагают как отдельные более мелкие дайки, так и, вероятно, периферические части самой крупной дайки оазиса. Они представлены мелкозернистыми массивными породами серого и темно-серого цвета с зеленоватыми оттенками. Структура долеритов офитовая; в сильно метаморфизованных разновидностях развиваются blastовые структуры, типа лелендо- и нематобластовой. Долериты состоят из почти свежего плагноклаза (50—60%), в различной степени измененного моноклининого пироксена (25—35%), за счет которого развивается уральитовая роговая обманка, либо рудно-биотито-хлоритовые агрегаты, а также из рудного минерала — титано-магнетита (10—15%). Из аксессуарных минералов встречаются только апатит и то в весьма небольшом количестве.

Метаморфизованные долериты преимущественно сложены лейстами лабрадора (№ 51—53) длиной от 0,1 до 1 мм. Отдельные призматические

таблицы плагноклаза величиной 3—5 мм имеют облик порфирированных вкрапленников. Их состав более основной и приближается к битовиниту (№ 72). По-видимому, они относятся к самой ранней генерации плагноклаза. Часто лейсты зазубрены, изогнуты и даже разломаны, что связано с катаклизмом, развитым только среди описываемых пород.

Между лейстами плагноклаза расположены, как правило, плохо сохранившиеся зерна моноклининого пироксена, погруженные в замещающий их агрегат уральита, либо биотито-хлоритовых продуктов. Размер сохранившихся зерен моноклининого пироксена колеблется от 0,1 до 0,3 мм. Они окрашены слегка в буроватый цвет и содержат мельчайшие включения рудного минерала и тонкие чешуйки биотита и хлорита. Иногда вторичных продуктов становится значительно больше, чем первичного пироксена, и последний постепенно исчезает, целиком замещаясь рудно-биотито-хлоритовыми агрегатами.

Среди уральитовых агрегатов, состоящих из удлиненных зерен светло-зеленой роговой обманки, реликты моноклининого пироксена не сохраняются. Но по уральиту, в свою очередь, развиваются агрегаты тонких пластинок бурого биотита. Подобные надело уральитизированные долериты являются, по сути дела, настоящими диабазами, но так как они встречаются в одних и тех же дайках вместе с менее метаморфизованными долеритами, мы оставили за всеми дайковыми основными породами оазиса единое название долеритов, подчеркнув словом «метаморфизованные» значительную степень их изменения.

При общем значительном метаморфизме пироксенов рудный минерал почти не претерпевает никаких изменений. Он представлен скелетными зернами самой причудливой формы и самых различных размеров — от 0,1—0,2 мм до 1—2 мм. Крупные зерна рудного минерала окружены каемкой биотито-хлоритовых чешуек. Судя по значительному содержанию титана в породе (около 3%), рудный минерал, по-видимому, принадлежит титано-магнетиту, частью ильмениту.

Метаморфизованные долерит-порфириты (обр. № 4б и 4^а), вероятно слагают внутренние оторочки долеритовых даек на стыке их с вмещающими породами. Они представлены весьма плотными темно-серыми породами афанитового облика с ясно различимыми лейсточками плагноклаза в 1—2 мм длины. Структура их порфиридная (рис. 11), основная масса интереснейшая. Они состоят из плагноклаза (50%), из них — 20% во вкрапленниках), биотито-хлоритового агрегата (35%) и развивающегося по моноклининому пироксену рудного минерала (15%).

Вкрапленники в долерит-порфиритах представлены исключительно лейстами лабрадора (№ 59), длиной 1—2 мм. Некоторые зерна рудного минерала до 1 мм величины также имеют облик вкрапленников. Основная масса представляет собой решетку лейсточек плагноклаза размером 0,05—0,1 мм, среди которых заключены точечные рудные зернышки величиной в 0,03—0,04 мм, окруженные зеленовато-коричневыми биотито-хлоритовыми агрегатами, развивающимися по моноклининому пироксену. Реликты последнего почти не сохранились, однако форма агрегатов напоминает полные псевдоморфозы по призматическим зернам пироксена. Более крупные рудные зерна окружены оторочкой биотитовых или хлоритовых чешуек.

По-видимому, столь интенсивный метаморфизм долеритов связан с постмагматическими процессами, присущими магматическому комплексу основных пород, так как более молодых даек и интрузий, чем долериты, пока в оазисе не обнаружено.

Химический состав дайковых основных пород охарактеризован двумя анализами: габбро-долерита (обр. № 2а) и мелкозернистого метаморфизованного долерита (обр. № 15а табл. 5) Минералогический состав

обр. № 2а следующий: основной лабрадор — 63%, моноклинный пироксен — 20%, оливин — 4%, биотит — 3%, тальк — 2%, рудные мине-

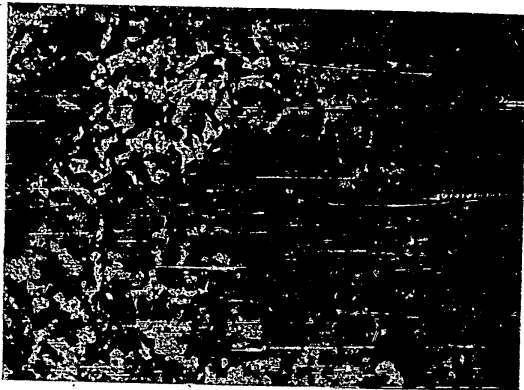


Рис. 11. Дolerитовый порфирит. Структура порфировидная. Шлаф № 9а, без анализатора, X18.

ралы — 7%, апатит — 1%. Минералогический состав обр. № 15а: лабрадор — 61%, биотито-хлоритовые агрегаты по моноклинному пироксену — 27%, рудные минералы — 12%.

Таблица 5

Компоненты	Химический состав долеритов			
	Обр. № 2а		Обр. № 15а	
	весовые проценты	молекулярные количества	весовые проценты	молекулярные количества
SiO ₂	46,50	774	46,40	773
TiO ₂	1,73	21	3,49	44
Al ₂ O ₃	17,21	169	16,47	162
Fe ₂ O ₃	3,06	19	3,34	21
FeO	10,00	139	10,56	106
MnO	0,24	3	0,30	4
MgO	8,75	217	4,26	105
CaO	8,00	143	8,80	157
Na ₂ O	2,30	38	2,57	41
K ₂ O	1,07	17	1,84	29
P ₂ O ₅	0,35	—	0,43	—
П. п. п.	0,75	—	1,07	—
Сумма	99,96	—	99,53	—

120

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

	a	c	b	S
Обр. № 2а	6,8	8,5	29,3	55,5
Обр. № 15а	8,6	7,3	25,4	58,7
Основное габбро по А. Н. Заварицкому	6,0	8,0	30,0	56,0
Диабазы по Ф. Ю. Левинсон — Лессингу	8,8	6,3	24,4	58,5

Данные, приведенные в табл. 5, свидетельствуют о значительном сходстве состава габбро-долеритов с средним составом основных габбро по А. Н. Заварицкому, а метаморфизованных долеритов — со средним составом диабазов по Ф. Ю. Левинсон-Лессингу. Сравнение обоих анализируемых образцов указывает, что при метаморфизме долеритов в них происходит увеличение (привнос) щелочей за счет уменьшения содержания (выноса) магния.

НЕКОТОРЫЕ ВЫВОДЫ

Рекогносцировочный характер проведенных исследований позволяет сделать лишь самые общие выводы.

1. В состав метаморфической толщи, слагающей оазис Бангера, входят два комплекса пород: а) двупироксеновые плагногнейсы и двупироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы и б) гранато-биотитовые гнейсы и гранато-биотито-плагноклазовые кристаллические сланцы с разновидностями, содержащими силлиманит, кордиерит и Тилерстен.

Породы первого комплекса почти аналогичны породам, слагающим район Мирного и имеющим, как указано в статье М. И. Рабкина, сложное происхождение, являясь частью первично изверженных пород, а частью осадочными образованиями. Пироксеновые плагногнейсы и пироксено-плагноклазовые кристаллические сланцы оазиса Бангера характеризуются типично гранобластовыми структурами и химическим составом, резко отличающимся от химизма изверженных пород. Поэтому мы склонны приписать этим гнейсам и кристаллическим сланцам первично осадочное происхождение, тем более, что никаких признаков реликтовых структур магматических пород не встречено.

С еще большей определенностью можно говорить о первично осадочном генезисе пород второго комплекса. Имеющиеся в их составе разновидности гнейсов и кристаллических сланцев, содержащие большое количество силлиманита, кордиерита и граната, свидетельствуют о том, что исходные осадочные образования были богаты магнезиально-глиноземистыми продуктами, а следовательно, происшедшие за счет таких осадков метаморфические породы можно уверенно относить к типичным парагнейсам и парасланцам.

2. Выделенные нами два комплекса метаморфических пород, несмотря на их различие в отношении содержания цветных минералов, принадлежат вместе с тем к одной общей группе регионально-метаморфизованных пород. Признаки регионального метаморфизма усматриваются в том, что гнейсы и кристаллические сланцы из различных участков оазиса и вне зависимости от влияния аляскинских интрузий характеризуются одинаковой степенью метаморфизма и устойчивыми минеральными ассоциациями. Постоянное сочетание плагноклаза с тилерстеном различной железистости и перемежаемость двупироксеновых гнейсов и таких же кристаллических сланцев с различными биотито-гранатовыми гнейсами и кристаллическими сланцами позволяют относить те и другие к одной

121

общей гиперстеновой фации метаморфизма, считающейся (Д. С. Коржинский) самой глубокой фацией метаморфизма.

3. Чарнокитовые гранитоиды, столь широко представленные в районе Мирного, в пределах оазиса либо отсутствуют, либо имеют подчиненное значение, а поэтому, возможно, не попали в коллекцию О. С. Вялова. Но зато в оазисе повсеместно распространены аляскинтовые интрузии, резко отличающиеся по своему составу от чарнокитовых гранитоидов.

С аляскинтовыми интрузиями связаны фельдшпатизация, мигматизация и гранитизация всех пород метаморфической толщи. К сожалению, морфология аляскинтовых тел и мигматитовых образований осталась невыясненной, а потому можно говорить лишь о качественном характере явлений. Фельдшпатизация гиперстеновых гнейсов или двупроксеновых кристаллических сланцев сопровождается, как правило, образованием биотита за счет гиперстена, иногда до полного вытеснения последнего. Фельдшпатизация представляет, видимо, первую стадию мигматизации. Процессы же мигматизации приводят к полной переработке первичного субстрата с образованием в конечном счете синтетических пород, в которых встречаются лишь отдельные рассеянные минералы вмещающих толщ. Широкое развитие мигматитов и столь глубокие преобразования гнейсов и кристаллических сланцев свидетельствуют о большой способности гранитной магмы внедряться во вмещающие породы или, другими словами, о ее высокой подвижности.

4. После завершения процессов общего регионального метаморфизма, внедрения аляскинтовых интрузий и вызванной ими мигматизации метаморфической толщи произошли дизъюнктивные нарушения, обусловившие образование милонитов. Наличие сильно катаклизированных аляскинтов указывает именно на то, что и гранитоиды и мигматиты были захвачены процессами динамометаморфизма.

5. В общем оазис Бангера, сложенный различными метаморфическими породами и прорывающими их аляскитами, по главным своим особенностям вполне может быть сопоставлен с другими чарнокитовыми провинциями мира и, в частности, с сибирскими щитами. Сходство между ними проявляется в характере метаморфизма и близости минеральных ассоциаций. Некоторые отличия выражаются в том, что в оазисе не были обнаружены мраморы и кварциты. Это обстоятельство, возможно, связано, однако, не с действительным отсутствием таких пород, а с реконструктивным характером исследований. К частным особенностям метаморфического комплекса оазиса относятся высокая железистость гиперстена в плагиоклазовых гнейсах и кристаллических сланцах и повышенная железистость его по сравнению с ассоциирующимися с ним биотитом.

6. Дайки долеритов являются наиболее молодыми магматическими породами оазиса, так как рвут кристаллические сланцы и граниты. Они имеют много общего с долеритовыми интрузиями свиты «Бекон», где их возраст предположительно определяется как раннемезозойский.

О. С. ВЯЛОВ и Л. В. КЛИМОВ

О СОСТАВЕ МОРЕН ЗЕМЛИ КОРОЛЕВЫ МЭРИ И ЗЕМЛИ ВИЛЬГЕЛЬМА II

В 1955—1956 гг. О. С. Вяловым в разных районах антарктического побережья между горой Гаусс на западе (89° в.д.) и пунктом на Берегу Нокса на востоке (107°41' в.д.) были собраны образцы моренного материала.

Описание этих морен в настоящей статье и некоторые общие выводы сделаны О. С. Вяловым, а петрографическая характеристика части образцов валунного материала дана Л. В. Климовым.

I. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МОРЕННЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ИЗ ОТДЕЛЬНЫХ РАЙОНОВ

Район горы Гаусс. В этом районе осмотрен лишь южный склон горы Гаусс при подъеме по небольшому гребню на ее вершину. Эта гора была открыта в 1902 г. германской экспедицией Э. Дригальского. Изучением ее геологического строения занимался Е. Филиппи [19].

Высота горы Гаусс по литературным данным [21]—349,9 м, а по определению И. П. Кучерова — 373 м [7, лист № 5997].

У самого подножия горы имеется скопление моренного материала, смешанного с россыпью коренных пород (базальтов). По данным экспедиции Э. Дригальского, морена становится особенно мощной у северо-западной оконечности горы [19, табл. IV, фиг. 1, 2]. Отдельные валуны достигают 1 м в диаметре.

На высоте около 10—12 м прослеживается моренный вал мощностью 0,5 м, опоясывающий часть южного склона. Выше наблюдаются только отдельные валуны размером 20—40 см в диаметре, но обычно они значительно меньше. Такие же валуны имеются и на обухах вершинных гор.

Е. Филиппи в составе моренного материала называет различные граниты, биотитовые гнейсы, амфиболиты и другие кристаллические сланцы. В частности он отмечает явления выветривания валунов [19, стр. 60, табл. VII, фиг. 1—8]. Следует особо подчеркнуть указание Е. Филиппи на присутствие в моренах также некоторого количества кварцитового песчаника и конгломератов. На это важное указание не было обращено должного внимания, и в литературе оно вовсе не упоминается. Петрографическим изучением собранного Е. Филиппи материала занимался Р. Рейниш [20].

В 1912 г. гору Гаусс посетила западная партия австралийской экспедиции Д. Маусона. Среди собранных геологом К. Годли образцов моренного материала С. Нокс установил помимо гранитов и гнейсов наличие биотит-кумминтонит-магнетит-гранатового сланца, кварца и кристаллического известняка. Последний (обр. № 1050в) содержит кальцит,

моноклинный пироксен, клиноцоцит, гранат, сфен, плагиоклаз, амфибол и скаполит. Такой минералогический состав сближает эту породу с кальцифраном, встречающимися в древнейших докембрийских образованиях.

Из доставленных сборов петрографическому изучению подверглась значительная часть образцов. Среди них установлены: амфиболиты, биосталлитические сланцы, с таким же составом цветных минералов гнейсы, гранито-гнейсы, аляскиновый гранит, гранит типа рапакиви и пегматиты. Нормальных осадочных пород в этой коллекции нет. Почти все образцы взяты из моренного скопления у основания склона. Это более молодая копейная морена. Однако материал этой морены (современной) смешан со скатывающими с крутого склона обломками, входившими в состав древней морены. Впрочем, по своему составу обе морены вряд ли отличались.

Окрестности станции Мирный. В окрестностях станции Мирный, на берегу моря Дэвиса (получившему новое название — Берег Правды), среди льда выступают четыре сопки, сложенные коренными породами.

Почти непосредственно к югу от самой большой сопки Мирный I (или сопки Комсомольской) в юго-западном направлении протягивается полоса морены шириной в несколько десятков метров и длиной около 0,5 км. Она состоит как из мелкого щебня, так и из валунов диаметром до 30—40 см, а иногда и больше 1 м. Почти весь собранный материал происходит именно из этой морены.

Другая морена, значительно меньшей величины, находится к югу от сопки Мирный II.

У подножия сопки Мирный II отмечено лишь небольшое скопление моренного материала.

Кроме того, имеются следы древнего оледенения, в виде сложенных и нередко прищипованных поверхностей, на коренных выходах, дались и на островах, находящихся вблизи Берега Правды. Как на береговых сопках, так и на островах разбросаны отдельные ледниковые валуны.

Среди собранного материала обнаружены гиперстеновые плагиогнейсы, биотито-гранатовые и биотито-амфиболовые гнейсы и пегматиты.

Впервые моренные образования в районе Мирного были обнаружены еще в 1912 г. западной партией австралийской экспедиции Д. Маусона [10, 15, 16]. Сборы геолога К. Годли изучил С. Нокольдс [17], установивший в валунах наличие биотитового и роговообманкового гранита, гранодиорита, тоналита, чарнокита, биотитового и роговообманкового кристаллического сланца, жильного кварца, метаморфизованного долерита и мрамора. Кроме того, с айсберга вблизи о. Хасу-кристаллического сланца, габбро и кварца. Здесь обращают на себя внимание два образца. Об одном из них, долерите, несущем следы термального метаморфизма, С. Нокольдс [17] пишет, что он представляет собой, скорее всего, ксенолит, захваченный кислой магмой.

Мы не знаем пока древних долеритов в составе кристаллического комплекса, слагающего фундамент Антарктической платформы (хотя ные на платформе силы долеритов, внедрившиеся в палеозойскую толщу что именно они были прорваны гранитами, т. е., что в пределах платформы имеются молодые послепалеозойские граниты, лишено оснований. Вместе с тем сильная измененность долерита не обязательно порождается термальным метаморфизмом; а является, может быть, следствием про-

цессов аутометаморфизма. И действительно, среди долеритов, прорывающих гнейсы, кристаллические сланцы и граниты оазиса Бангера, встречаются сильно аутометаморфизованные долериты. Вполне вероятно, что описанный С. Нокольдсом образец происходит из таких же мезозойских долеритов.

Другой образец — среднеринный мрамор — является второй после морены у горы Гаусс находкой древних карбонатных пород на всем побережье Земли Королевы Мэри и Земли Вильгельма II.

Район бухты Депо. Между языком ледника Элен и западным краем шельфового ледника Шеклтона находится бухта Депо (или Фарр). Именно сюда к береговому приливу и подошел первоначально (5 января 1956 г.) дизель-электроход «Обь».

На берегу, недалеко от того места, где край ледника Шеклтона прижимает к материковому льду (так называемый Угол Соединения), с корабля была видна полоса камней, оказавшаяся мореной. Она находится на высоте около 60 м над уровнем моря, примерно в 0,5 км от берега. Полоса эта узкая, всего до 15 м шириной, вытянута в направлении 295°. Ее длина достигает 1 км. Здесь имеется ряд крупных валунов диаметром 1—2 м, а в единичных случаях и еще большим (один валун — 4 м). Под валунами много мелкого материала — гравия и грубозернистого песка, но мощность морены совершенно незначительная: уже на глубине 10—15 см начинается чистый лед. Таким образом, моренный материал находится только на поверхности льда.

Эта морена была обнаружена в 1912 г. западной партией австралийской экспедиции в 0,5 миль от берега [16, стр. 265]. Однако у Д. Маусона упоминается только о шести валунах. Может быть, имелся в виду лишь самые крупные валуны, но скорее всего в ноябре, во время посещения этой морены австралийскими исследователями, она была еще закрыта снегом и на поверхности выступали только эти шесть валунов.

Все шесть образцов, доставленных отсюда К. Годли, оказались гнейсами [17]. По нашим сборам Л. В. Климов описал биотито-гранатовые и биотито-амфиболо-плагиноклазовые кристаллические сланцы и гнейсы, лейкократовые биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, граниты типа рапакиви и пегматиты.

Район Второй промежуточной базы. Вторая промежуточная база находится на ровной ледяной поверхности недалеко от западного края ледника Эпфеля и вблизи оазиса Бангера.

На всем пространстве между Бухтой Депо и Второй промежуточной базой не было возможности производить наблюдения. По данным же австралийской экспедиции, С. Нокольдс в числе изученных им образцов упоминает о двух эрратических валунах с п-ва Мельба.

Примерно в 1 км к северо-востоку от Второй промежуточной базы начинается полоса морены, которая протягивается сначала в западно-северо-западном направлении, а потом, как и ледник, постепенно отклоняется на все больше на север и огибает юго-западный край оазиса Бангера. На леднике, вблизи морены, наблюдается стремительный поток очень мутной воды. Ширина русла 3—5 м, а глубина потока — 1 м. На дне и на ледяных берегах очень много валунов, иногда довольно крупных.

Морена промыта рядом небольших протоков: в январе в них или совсем не было воды или ее было очень немного. В обрывистых стенках таких протоков (высотой до 1,5 м) можно было видеть тонкий слой (до 20 см) моренного материала, ниже которого шел лед. Дно покрыто песком, гравием и сравнительно небольшими валунами. Однако встречались иногда валуны и до 2—3 м в диаметре.

Наблюдались многочисленные ледяные стаканы — вертикальные цилиндрические углубления, объясняемые своим происхождением протаиванию под действием нагревающихся солнцем и опускающихся к глубинам

1—1,5 м валунов и галечек. Нередко можно было видеть, что стаканы наполнены водой, но сверху прикрыты тонкой ледяной корочкой.

На моренной полосе выделяется огромный гранитовый валун (4 × 7 м), расположенный в нескольких километрах к западо-северо-западу (290°) от базы и являющийся хорошим ориентиром для определения места наблюдений.

Моренный материал располагается здесь вдоль юго-западного склона ледяного вала, поднимаясь по склону на 5—8 м. Ледяной гребень этого вала возвышается еще на 1—1,5 м; затем, дальше на северо-восток, вал постепенно снижается и, примерно, через 100 м переходит в сплошное низкое горизонтальное поле льда, сильно разбитое трещинами и имеющее «торосистый» характер. Здесь тоже, между отдельными льдинами, имеется моренный материал, но преимущественно мелкий, песчаный. Создается впечатление, что это поле протягивается почти до самого оазиса, темные очертания краевых частей которого вырисовываются вдаль.

В составе моренного материала больше всего крупнозернистых серых и розово-белых гранитов, довольно много серых гнейсов, впереди мелкозернистые розовые граниты, встречаются долериты. Особо следует отметить наличие в морене валунов песчаников, среди которых имеются один валун большой (1,5 м в длину) диагонально слоистого коричневатомалинового песчаника и другой — небольшой розового кварцитовидного песчаника и кроме того несколько мелких валунов.

В морене ледника Эпфел по образцам установлены следующие породы: амфиболит, биотито-гранатовые и биотито-амфиболовые плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы, лейкократовые биотитовые гнейсы, гранито-гнейсы, плагиогранит, аляскинские граниты, пегматиты и долериты. Кроме того, здесь было найдено несколько валунов песчаников.

На расстоянии 2,3 км к юго-юго-западу (205°) от Второй промежуточной базы находится возвышенность — нунатаки. Возможно, что именно они были обозначены на американской карте как скалы Грейс.

Между базой и нунатаками на ледяном поле в январе наблюдалась быстро текущая речка, русло которой имело 1,5—2 м в ширину и ограничивалось обрывистыми ледяными стенками высотой 1,5 м. Ближе к нунатакам появляется множество очень мелких водоемов (до 2—3 м в поперечнике), соединяющихся между собой протоками.

К большому нунатаку, вытянутому с севера на юг, примыкает своим восточным концом моренный вал, протягивающийся на запад. Длина его 250—300 м, высота около 20 м. Перед валом много маленьких обтекающих его ручьев с мелким перемытым материалом. И моренный вал, и нунатак находятся на берегу озера, имеющего диаметр 600—700 м. К восточному подножию нунатака также примыкают моренные скопления. К юго-восточному краю озера подходит длинная извилистая полоса морены. Северо-западные и западные крутые обрывистые стенки озера сложены льдом; юго-западные, по-видимому, тоже. В озере, ближе к его юго-западному краю, выступает коренная возвышенность высотой, примерно, 60 см. На склонах этой возвышенности, вплоть до самой вершины, рассеян моренный материал.

Оазис Бангера. Некоторые сведения об оазисе, основанные на наблюдениях участников Антарктической экспедиции Академии наук СССР, были уже опубликованы [1, 2, 4, 6, 9]. Здесь, касаясь характера моренного материала, следует напомнить лишь главные особенности оазиса.

Оазис представляет собой свободный от льда участок суши у самого берега океана, сменяющийся к северо-востоку полосой шхер. Юго-западная часть оазиса имеет характер мелкосоловника. Сопки (высотой до 180 м) сложены главным образом гнейсами и гранитами. Понижения

между ними покрыты моренным материалом. Во многих таких понижениях расположены озера разной величины и разнообразных очертаний, то округлые, то линейно вытянутые.

В оазисе имеются только остатки основной морены. В понижениях наблюдается тонкий покров, образованный пылеватыми суглинками, песком, гравием и валунами, мощностью 1—3 м. Нередко материал морены является в значительной мере перетолженным. Довольно часто на плоских днищах котловин видна полигональная отдельность с глубокими трещинками усыхания, а также каменные полигоны.

Валуны распространены не только в пониженных частях рельефа. Они разбросаны повсюду и в значительном количестве находятся на склонах и на вершинах коренных сопкок. Размеры валунов различны, чаще до 20—40 см в поперечнике, но иногда и больше.

Эти валуны, сложенность вершинок сопкок, представляющих собой «бараньи лбы», ледниковая полировка и штриховка свидетельствуют о том, что некогда вся территория «оазиса» была покрыта сплошным ледником, оставившим здесь основную морену. Как коренные породы, так и валуны несут следы эолового выветривания. В зависимости от их петрографического характера образуются различного типа ячеи. В гранитах — это часто беспорядочно разбросанные углубления, а в гнейсах ячеи располагаются полосами, иногда сливаясь в сплошные западины. Подчас валуны приобретают вследствие выветривания с ямы причудливые формы.

Особенный интерес представляют встречающиеся довольно редко валуны осадочных пород. Это плотные розовые песчаники, в одном случае косослоистые, с мелкими (до 1 см) галечками, а также конгломераты с галькой до 4 см диаметром.

Среди валунов кристаллических пород имеются гиперстено-плагиоклазовые, биотито-гранато-плагиоклазовые, биотито-амфиболо-плагиоклазовые кристаллические сланцы, с таким же составом цветных минералов гнейсы, аляскинские граниты, пегматиты и граниты типа рапакиви.

Упомянем еще, что нам удалось пролететь на вертолете к самому дальнему острову в крайней северо-восточной части оазиса. Здесь И. П. Кучеровым и В. И. Закопайло был определен астропункт, названный «оазис Восточный». Островок находится вблизи ледяного берега, откуда к нему протягивается моренная полоса. Скопление моренного материала около берега наблюдалось с вертолета и на последних нескольких километрах от острова. На самом острове много отдельных валунов. Один из них (диаметром 30 см) — пятнистый красноватый песчаник с многочисленными мелкими галечками. Здесь нам удалось провести только один час, использованный для осмотра коренных пород. Образцы моренного материала не собирались.

Район Берега Нокса. Последний крайний восточный пункт, который был посещен (совместно с геологом П. С. Вороновым), находится на Берегу Нокса (107°41' в. д. и 66°33' ю. ш.). Здесь, недалеко от берега, из-под льда выступает несколько нунатаков, которые обозначены на американской карте как скалы Снайдер [7, лист № 5999]. Короткие заметки об этих нунатаках были недавно опубликованы [5, 8].

На поверхности нунатаков разбросаны в сравнительно небольшом количестве галька и валуны средней величины (20, редко до 40 см в диаметре), обычно довольно хорошо окатанные; реже наблюдается щебенка.

Во время полевых наблюдений было отмечено наличие розовых и серых гранитов, гнейсов, кварцитов и основных пород (диабазовых порфиритов и др.). Значительную часть ледникового материала в этом месте составляют обломки осадочных пород — розовых, малиновых и коричне-

вато-красных кварцитовидных песчаников, а также гравелитов и мелкогалечных конгломератов [5]. Собранный здесь материал не подвергался петрографической обработке.

II. ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВАЛУИНОГО МАТЕРИАЛА

Петрографическое изучение собранного материала показало, что в составе морен широко распространены разнообразные метаморфические и изверженные породы. Наряду с ними в составе отдельных морен в районах озера Бангера и Второй промежуточной базы отмечены валуны осадочных пород.

Породы метаморфического комплекса

Комплекс метаморфических пород, отмеченных в составе морен, представлен кристаллическими сланцами, гнейсами и мигматитами.

Большинство метаморфических пород имеет хорошо выраженную кристаллизационную сланцеватость и полосчатые текстуры с существенными различиями в минералогическом составе смежных полос. Нередко полосчатые текстуры пород значительно осложнены последующими деформациями, выраженными в плейчатости и разрывах отдельных прослоев, что приводит к широкому развитию плейчатых и очковых текстур. В лейкократовых разновидностях пород часто отчетливо выражены гранулитовые структуры кварца.

В составе метаморфических пород наблюдается сравнительно ограниченное число минералов. Наиболее распространенными из них являются кварц, микроклин, плагиоклаз, биотит, обыкновенная роговая обманка, салит, гиперстен. В отдельных разновидностях пород, обычно в небольших количествах, присутствуют также высокоглиноземистые минералы (альмандин, кордиерит, силлиманит, шпинель), графит, магнетит и апатит. В составе метаморфических пород в виде вторичных минералов встречаются эпидот, мусковит, альбит, преинит, актинолит, хлорит, серпентин, карбонаты.

Вследствие отмеченных выше текстурных особенностей метаморфических пород, их состав и количественные соотношения минералов широко варьируют даже в пределах небольших образцов, а количественные соотношения минералов в отдельных шлифах часто не соответствуют общему составу пород. Несмотря, однако, на широкие вариации количественных соотношений минералов для большинства метаморфических пород характерно сравнительно устойчивое присутствие отдельных минералов и их ассоциаций (главным образом из числа цветных), что позволяет выделить шесть крупных групп метаморфических пород: а) гиперстено-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гиперстеновые плагиогнейсы; б) амфиболиты; в) биотито-гранато-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы; г) биотито-амфиболо-плагиоклазовые кристаллические сланцы и гнейсы; д) лейкократовые биотитовые гнейсы; е) гранито-гнейсы.

а) Гиперстено-плагиоклазовые кристаллические сланцы и плагиогнейсы (шлифы № 54ж; 54з; 60с)

В эту группу входят мелко- и среднезернистые (0,1—2,0 мм) полосчатые породы с чередованием тонких (1—1,5 см) темных и светлых прослоев. Светлые прослои пород сложены почти целиком полевыми шпатами, темные — значительно обогащены цветными минералами. Характерной особенностью внешнего вида пород этой группы является зеленовато-серая или песчано-желтая окраска их лейкократовой части, что хорошо отличает эти кристаллические сланцы и плагиогнейсы от других метаморфических пород.

Под микроскопом устанавливается присутствие гиперстена в ассоциации с плагиоклазом, в количестве 60—80% от состава пород. При этом содержание гиперстена составляет 20—25%; иногда он вовсе исчезает. Помимо того, в составе пород присутствуют: салит (до 20%), кварц (до 15%), биотит (до 5%), роговая обманка (до 5%). Породы имеют хорошо выраженные гранобластовые структуры.

Плагиоклаз в округлых и неправильных по форме зернах встречается почти всегда в полисинтетических двойниках. Состав плагиоклаза варьирует в широких пределах от № 33 до № 66. Вторичных изменений не отмечено.

Гиперстен находится в округлых ситовидных зернах с мелкими включениями плагиоклаза и рудного минерала. В кристаллических сланцах наблюдается слабый плеохроизм пироксена в голубоватых и розоватых тонах и $2V = -76^\circ$ (шлиф № 54з), что указывает на содержание 27% ферросиликатной молекулы. В плагиоклазовых гнейсах, судя по рельефу, гиперстен более железистый. Вторичные изменения незначительны и выражены в развитии вдоль трещинок тонкошелуячатого слюдиноподобного агрегата.

Салит, почти бесцветный, образует в шлифах округлые и неправильные бластические зерна с редкими включениями плагиоклаза и рудного минерала. Оптические данные — $cNg = 41^\circ$, $2V = +60^\circ$ (шлиф № 60с) — свидетельствуют о преобладании в составе салита диопсидовой молекулы. Вторичные изменения выражены в замещении с периферии и вдоль мелких трещинок темно-зеленой роговой обманкой (шлиф № 54з) и мелкошелуячатым биотитом (шлиф № 60с).

Роговая обманка представлена неправильными зернами, часто явно вторичными по отношению к моноклинному пироксену. Сильный плеохроизм от темно-зеленого до зеленовато-бурого, а также другие оптические данные — $cNg = 21^\circ$, $2V = -74^\circ$ (шлиф № 54з) — указывают на высокую железистость роговой обманки.

Биотит встречается в крупных пластинчатых кристаллах и в мелких шелуячках с сильным плеохроизмом от темно-коричневого до соломенно-желтого, в отдельных случаях отчетливо развивается в пироксенах вдоль мелких трещинок. В шлифе № 54з биотит образует мелкие симплектитовые сростания с кварцем.

Кварц образует мелкие округлые зерна, иногда мозаичные агрегаты, неравномерно распределенные в породах и приуроченные, главным образом, к лейкократовым прослоям. Почти всегда наблюдается волнистое угасание.

Калиевый полевой шпат в плагиогнейсах присутствует в незначительных количествах (1—2%) и представлен решетчатым микроклином. Он образует мелкие резко ксеноморфные выделения на стыках зерен плагиоклаза или плагиоклаза с кварцем.

В числе аксессуарных минералов в составе пород отмечены апатит и магнетит в виде мелких округлых зерен, часто включенных в других минералах. В шлифе № 60с наблюдается значительное обогащение породы магнетитом (до 10%), причем наряду с мелкими округлыми и неправильными зернами магнетит образует тонкие секущие прожилки в породах.

б) Амфиболиты (шлифы № 61и; 47и)

Макроскопически представляют собой среднезернистые (0,5—2 мм) почти массивного сложения породы со сравнительно равномерным распределением черной роговой обманки и белого или светло-серого плагиоклаза.

Породы имеют отчетливые гранобластовые структуры и сложены почти полностью плагиоклазом и амфиболом примерно в равных количе-

ствах. Кроме того, в составе пород присутствуют в незначительных количествах биотит, апатит и магнетит.

Плагноклаз образует округлые зерна с полисинтетическими двойниками. Относится к лабрадору № 53. Вторичные изменения выражены в слабой серицитизации.

Амфибол встречается в округлых и неправильных зернах с сильным плеохроизмом от темно-зеленого до желтовато-зеленого. В отдельных случаях (шлиф № 61ч) образует простые двойники. По оптическим данным — $cNg = 18^\circ$, $2V = -82^\circ$ (шлиф № 61ч) — соответствует обыкновенной роговой обманке.

Биотит мелкочешуйчатый с сильным плеохроизмом от коричневого до соломенно-желтого, отмечается в незначительных количествах, замещая вдоль мелких трещинок амфибол.

Магнетит и апатит в виде небольших округлых зерен образуют включения в амфиболе и плагноклазе.

в) Биотито-гранато-плагноклазовые кристаллические сланцы и гнейсы (шлифы № 45б; 47д, е, п; 54б; 55б—ж; 60а; 61е, к, м, о, с)

Макроскопически представляют собой неравномернотекстурированные полосчатые породы с чередованием темно-серых и светло-серых прослоев, широко варьирующих по мощности от долей сантиметра до 5—6 см. В разности, содержащих кордиерит, почти всегда отмечаются голубоватые оттенки пород. На фоне мелко- и среднезернистой (0,1—2 мм) основной ткани пород неравномерно распределены более крупные округлые зерна розового граната, присутствующего в составе как светлых, так и темных прослоев. Очень часто отчетливо выражена очковая текстура пород: крупные (до 5 см) линзовидные выделения буровато-серого полевого шпата окружены мелкозернистым кварцево-полевошпатовым агрегатом, по слою обогащенным мелкочешуйчатым (1—2 мм) черным биотитом с округлыми включениями граната. Участками отчетливо выражены мелкие гранулитовые формы кварца.

Структуры кристаллических сланцев и гнейсов отличаются значительной неоднородностью. Для мелкозернистых полосчатых разностей характерны гранобластовые и мозаичные структуры. Очковые разности имеют бластопорфировые структуры с крупными порфировидными выделениями полевых шпатов, окруженными мозаичным мелкозернистым агрегатом. В отдельных разностях пород, помимо того, отмечаются разнообразие структуры замещения.

Состав биотито-гранатовых гнейсов широко варьирует как по числу минералов, так и в количественных соотношениях между ними. Постоянно присутствующими минералами являются плагноклаз (40—85% состава), гранат (до 15%) и биотит (до 20%). В отдельных разностях, кроме того, отмечаются кварц (до 40%), калиевый полевой шпат (до 20%), кордиерит (до 5%), силлиманит (2—3%), шпинель и рудный минерал (до 5%), графит (1—2%).

Плагноклаз в округлых порфировидных выделениях и в виде мелких зерен, почти всегда полисинтетически двойникован. Результаты измерений плагноклаза указывают на принадлежность его к олигоклазу и андезину, причем состав плагноклаза в порфировидных выделениях существенно не отличается от состава плагноклаза в мелкозернистом агрегате. Часто замечаются мелкие округлые включения кварца и биотита. В отдельных случаях плагноклаз деформирован, что проявляется в изогнутости и мелких разрывах отдельных двойниковых пластинок (шлиф № 45). В шпинельсодержащих разностях встречается резко отличный плагноклаз, обособленный в виде крупных округлых выделений. Последние переполнены веретенообразными антиперитовыми вростками, составляющими до 35—40% общего состава выделений. Помимо того, отме-

чаются более крупные включения решетчатого микроклина со сложными контурами, напоминающими разобщенные реликты более крупных микроклинных выделений (шлиф № 47е).

Вторичные изменения плагноклаза выражены в слабой альбитизации в краевых частях зерен, а также в незначительной серицитизации вдоль мелких трещинок.

Биотит встречается в виде мелких чешуек, резко плеохроитует от соломенно-желтого по Nr до темно-коричневого, в ряде случаев (шлиф № 55б) с почти полной абсорбцией по Ng. Биотит в ассоциации с мелкими округлыми рудными зернами обогащает отдельные тонкие прослои пород. В ряде случаев (шлиф № 45б) мелкочешуйчатый биотит отчетливо замещает с периферии и вдоль мелких трещинок крупные порфировидные зерна граната и кордиерита. Иногда обогащенные биотитом прослои приурочены к границам гранулитовых выделений кварца. При этом отдельные чешуйки биотита заметно деформированы. Местами биотит в незначительной мере замещен мусковитом (шлиф № 55е).

Гранат альмадинного ($N > 1,78$) ряда в шлифе розовый, в виде норфиробластов приурочен к прослоям, обогащенным биотитом, гораздо реже отмечается среди существенно полевошпатовой части пород.

Кварц встречается в округлых бластических зернах и в мозаичных агрегатах, часто образующих субпараллельные гранулитовые выделения.

Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин представлен неправильными мелкими ксеноморфными зернами, располагающимися на стыках плагноклазовых зерен. В случае более крупных выделений отчетливо замещает плагноклаз и включает его в виде мелких разобщенных реликтов. Иногда микроклин распределен в породах по слою (шлиф № 45б). В шпинельсодержащих породах помимо плагноклаза микроклин замещает шпинель (шлиф № 47д).

Шпинель в шлифах темно-зеленая, почти непрозрачная, встречается в отдельных разностях пород в виде сложных по форме сростков с рудным минералом. В микроклинсодержащих породах отделена от полевого шпата тонкими каемками кордиерита (шлиф № 47е). В отдельных случаях отмечается замещение шпинели силлиманитом, также образующим тонкие каемки вокруг зерен шпинели.

Кордиерит образует (помимо отмеченных выше каемок вокруг шпинели) сходные неправильные по форме выделения, но без реликтов шпинели. В отдельных случаях (шлиф № 55е) встречается сростки с биотитом. Отчетливо выражены мелкие лимонно-желтые плеохроичные дворники. Почти всегда заметно пелитизирован. Силлиманит в составе биотито-гранатовых гнейсов наблюдается в виде мелких игольчатых выделений в кварце. Более крупные игольчатые и волокнистые выделения силлиманита, отмеченные в очковых биотито-гранатовых сланцах (шлифы № 47д, е), заметно деформированы и ориентированы параллельно контурам крупных очковых зерен плагноклаза. В некоторых случаях (шлиф № 55б) силлиманит заметно мусковитизирован.

В составе биотито-гранатовых гнейсов в единичных случаях отмечается графит (шлиф № 61е). Мелкие чешуйки графита в тесной ассоциации с биотитом приурочены здесь к темным прослоям пород.

Акцессорные минералы биотито-гранатовых сланцев и гнейсов представлены апатитом, рудным минералом и цирконом (?). Последний присутствует в биотите и окружен плеохроичными дворниками.

г) Биотито-амфиболо-плагноклазовые кристаллические сланцы и гнейсы (шлифы № 45е; 47и; 54а; 55е, з, о, р, т; 57г, и, н, п; 60у; 61г, р, с, ф, ц, ш, я)

Большая часть биотито-амфиболовых гнейсов по своим текстурным особенностям сходна с описанными выше биотито-гранатовыми гнейсами. Существенное различие между ними состоит в том, что в биотито-амфиболовых гнейсах гранат полностью отсутствует, тогда как в гранатосодержа-

щих гнейсах янгле не отмечено присутствие амфибола. Последний в биотито-амфиболовых гнейсах тесно ассоциируется с биотитом, часто образуя прослой, почти полностью лишенные полевого шпата и кварца. Для биотито-амфиболовых гнейсов характерно широкое развитие очковых структур с крупными линзовидными выделениями полевых шпатов.

Другая разновидность пород данной группы представлена почти черными мелкозернистыми биотито-амфиболовыми кристаллическими сланцами с редкими линзовидными включениями серого плагноклаза. Состав и структура этих сланцев полностью соответствуют составу и структуре темных прослоев в биотито-амфиболовых гнейсах. Однако ограниченность материала не позволяет охарактеризовать эти породы более подробно.

Биотито-амфиболовые сланцы и гнейсы имеют отчетливые бластические структуры, причем на участках, обогащенных цветными минералами, хорошо выражены лепидобластовые и нематобластовые структуры, а для очковых разновидностей — порфиробластовые структуры.

Постоянно присутствующими минералами в составе биотито-амфиболо-плагноклазовых сланцев и гнейсов являются плагноклаз (15—70%), амфибол (до 60%) и биотит (до 30%). Кроме того, в составе отдельных разновидностей находятся кварц (до 35%) и калиевый полевой шпат (до 35%).

Плагноклаз в округлых бластических зернах и в крупных порфиробластовых выделениях, широко варьирует по составу, в то время как в меланократовых разновидностях пород (шлиф № 56e) он соответствует андезину № 42, в лейкократовых разновидностях (шлиф № 57a) плагноклаз представлен олигоклазом № 29.

В контактах с калиевым полевым шпатом плагноклаз почти всегда слегка альбитизирован и содержит мирмеkitовые вроски кварца. Инердика отмечается незначительная серицитизация плагноклаза.

Амфибол в составе биотито-амфиболовых сланцев часто образует вытянутые столбчатые кристаллы, в гнейсах — округлые бластические и неправильные зерна. В шлифах минерал зеленый и обладает сильным плеохроизмом от темно-зеленого до желто-бурого. Часто отмечаются ситовидные зерна с округлыми включениями плагноклаза, кварца и рудного минерала. По оптическим свойствам — $cNg = 24^\circ$, $2V = -77^\circ$ (шлиф № 56e) — амфибол соответствует обыкновенной роговой обманке с повышенным, видимо, содержанием железа. Вторичные изменения выражены в неравномерном замещении по периферии и вдоль мелких трещинок коричневым биотитом. В отдельных случаях (шлиф № 57a) по периферии зерен развивается бледно-зеленый актинолит.

Биотит находится в виде крупных пластинок, часто отчетливо секущих роговую обманку, и в мелкошуйчатых агрегатах, замещающих амфибол с периферии и вдоль тонких трещинок. Слюда тесно ассоциируется с амфиболом в темных полосах пород. Часто содержит мелкие округлые включения сфена и циркона с плеохронными срезами. Вторичные изменения выражены в незначительной хлоритизации. В отдельных случаях вдоль спайности развивается эпидот (шлиф № 47n).

Кварц в округлых зернах и в мозаичных агрегатах, часто отмечается и в составе темных прослоев, сложивших преимущественно амфибол и биотитом.

Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин-пертит встречается в виде крупных линзовидных выделений и в неправильных ксеноморфных зернах среди мелкозернистого гранобластового агрегата. Часто содержит мелкие неправильные включения плагноклаза, слегка альбитизированного по краям и пронизанного мирмеkitовыми вросками кварца.

Помимо отмеченных минералов в составе отдельных разновидностей биотито-амфиболо-плагноклазовых сланцев в заметных количествах присутствует апатит в виде удлиненных столбчатых кристаллов. Содержание последнего в отдельных участках пород достигает 10% (шлиф № 56e).

д) Лейкократовые биотитовые гнейсы
(шлифы № 45a; 56b, н, с; 57e, ж; 60f; ф; 616)

Макроскопически эти гнейсы представляют собой светло-серые полосчатые породы с чередованием светлых кварцево-полевошпатовых прослоев мощностью до 1,5 см и тонких (3—4 мм) прослоев, обогащенных черным биотитом. В отдельных образцах (№ 616) в ассоциации с биотитом отмечается тонкошуйчатый графит. Отчетливая кристаллизационная слашеватость пород подчеркивается параллельной ориентировкой чешуек биотита.

Размеры зерен значительно варьируют даже в пределах небольших образцов, причем более крупнозернистыми (до 2—3 мм) оказываются кварцево-полевошпатовые прослоя, а наименьшие размеры (сотые и десятые доли миллиметров) характерны для биотита и графита.

Породы имеют гранобластовые, а в прослоях с биотитом — лепидогранобластовые структуры с параллельной ориентировкой биотита.

В породах повсеместно присутствует плагноклаз (55—85%), биотит (до 5%) и кварц. Количество последнего колеблется в отдельных прослоях от нескольких процентов до 30—35%; иногда же кварц вовсе отсутствует. Наряду с этими минералами в некоторых разновидностях встречаются калиевый полевой шпат (до 10—15%) и незначительное (1—2%) количество графита.

Плагноклаз (№ 34) развит в округлых и неправильных зернах, обычно с двумя системами пересекающихся полисинтетических двойников. На стыках с калиевым полевым шпатом плагноклаз в периферийных частях зерен заметно альбитизирован и образует тонкие мирмеkitовые срастания с кварцем. Иногда наблюдается значительная серицитизация плагноклаза.

Кварц в виде округлых зерен с волнистым погасанием образует мозаичные агрегаты. В отдельных шлифах удлиненные зерна и агрегаты кварца ориентированы субпараллельно полосчатости пород.

Биотит в виде мелких чешуек располагается на стыках плагноклазовых или кварцевых зерен. Плеохроизм от темно-бурого до светло-бурого. Часто обнаруживаются следы посткристаллизационных деформаций, выраженных в изогнутости и разрывах отдельных чешуек. Участками биотит почти нацело замещен зеленым хлоритом. Содержит неравномерно распределенную рудную вкрапленность и мелкие округлые зерна циркона.

Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин при небольших содержаниях образует мелкие ксеноморфные выделения на стыках плагноклазовых и кварцевых зерен. Крупные же кристаллы микроклина содержат мелкие неправильные зерна плагноклаза, часто с мирмеkitовыми вросками кварца. Акцессорные минералы представлены мелкими округлыми зернами циркона и апатита.

е) Гранито-гнейсы
(шлифы № 47r; 56k, м, п, у; 57g; 60g, л; 616, у)

Макроскопически представляют собой розовые, гораздо реже белые, неравномернозернистые породы с отчетливо выраженной кристаллизационной слашеватостью, подчеркнутой параллельной ориентировкой чешуек биотита и полосчатостью, вызванной чередованием тонких прослоев (до 1,5—2 см) различной крупности зерна. Породы имеют сложные структуры. На участках с незначительным содержанием калиевого полевого шпата хорошо выражены гранобластовые структуры, а в случае широкого распространения калиевого полевого шпата отчетливо проявлены структуры замещения. Отдельные разновидности пород характеризуются гранулитовыми структурами мозаичных агрегатов кварца.

Состав пород близок к составу гранитов. Главными минералами являются кварц (25—35%) и полевые шпаты (60—70%), причем отме-

чаются разновидности то с преобладанием калиевого полевого шпата, то плагиноклаза. Содержание цветных минералов (биотит, амфибол) не превышает 5% общего объема пород.

Плагиноклаз в округлых и неправильных зернах с полисинтетическим двойникованием. Номер его колеблется от 28 до 36. На стыках с микроклином плагиноклаз почти всегда заметно корродирован и слегка альбитизирован. Здесь же отмечается развитие тонких мirmekитовых сростаний плагиноклаза с кварцем.

В отдельных шлифах отмечается серицитизация и преницитизация (шлиф № 56п) плагиноклаза. В шлифе № 56м отмечено развитие по плагиноклазу вторичного эпидота.

Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин-пертит встречается в неправильных, часто резко ксеноморфных выделениях с включениями корродированного плагиноклаза. В отдельных случаях крупные зерна калиевого полевого шпата вытянуты в направлении кристаллизационной сланцеватости. Вторичных изменений не отмечено.

Кварц встречается в виде мелких округлых зерен и мозаичных агрегатов, образующих в ряде случаев линзовидные обособления, вытянутые в направлении кристаллизационной сланцеватости.

Биотит обладает сильным плеохроизмом от темно-коричневого до соломенно-желтого, в отдельных случаях с почти полной абсорбцией по Ng. В измененных разновидностях он приобретает зеленовато-бурые тона окраски. Биотит образует мелкие, нередко параллельно ориентированные чешуйки на стыках полевошпатовых и кварцевых зерен. Иногда он значительно, но неравномерно хлоритизирован, причем в хлорите часто отмечается сагенит.

Амфибол — зеленый в шлифах — наблюдается в виде мелких неправильных зерен, в значительной мере замещенных чешуйчатым биотитом.

В числе вторичных минералов отмечены также серицит и кальцит, приуроченные к тонким трещинкам в породе, а также единичные мелкие чешуйки мусковита (шлиф № 56м). В образце № 61у встречены тонкие (до 3 мкм) секущие прожилки светло-серого кварца.

В качестве аксессуарных минералов присутствуют апатит и циркон в виде мелких округлых зерен, а также рудный минерал в виде ксеноморфных выделений на участках, обогащенных биотитом.

ГРАНИТОИДЫ И ПЕГМАТИТЫ

Гранитоидные породы составляют большую часть собранной коллекции и отличаются большим разнообразием.

Помимо уже отмеченных гранито-гнейсов, широко представлены массивные гранитоиды. Большинство их характеризуется резко неравномерной зернистостью сложением и пегматоидным обликом. Вместе с тем встречаются сравнительно равномерно зернистые массивные граниты, а также пегматиты с хорошо выраженной огранкой крупных полевошпатовых кристаллов.

По особенностям состава и структур можно выделить три группы гранитоидов: а) плагиограниты, б) аляскитовые граниты, в) граниты типа рапакиви. Кроме того, местами встречаются пегматиты.

а) Плагиограниты (шлифы № 47л)

Макроскопически представляют собой светло-розовые массивные породы, почти полностью лишенные цветных минералов; они слагают жильный материал пегматитов.

Порода имеет гранитную структуру и состоит из плагиноклаза (около 60%), кварца (35—40%), незначительного количества калиевого полевого шпата (2—3%) и единичных чешуек биотита.

134

Плагиноклаз № 20 встречается в неправильных полисинтетически двойникованных зернах с округлыми включениями кварца, участками содержит мелкие игольчатые включения почти бесцветного амфибола (?).

Калиевый полевой шпат решетчатый, образует мелкие ксеноморфные выделения на стыках плагиноклазовых и кварцевых зерен. Кварц присутствует в крупных (2—3 мм) ксеноморфных обособлениях, участками мозаичного строения. Биотит в виде единичных мелких чешуек, обладает заметным плеохроизмом от зеленовато-бурого до светло-зеленого. В составе породы отмечаются, кроме того, неравномерно распределенные единичные призматические зерна эпидота. Аксессуарные минералы представлены мелкими округлыми зернами апатита и циркона (?).

б) Аляскитовые граниты (шлифы № 47г; 56г, н; 60б, г, з, л; 61н)

Макроскопически представляют собой светло-розовые, реже белые массивные породы, с неравномерным и обычно незначительным содержанием цветных минералов, среди которых находятся биотит и, реже, амфибол. Наряду с широко распространенными пегматоидными разновидностями, содержащими отдельные выделения полевых шпатов, до 5 и более сантиметров, отмечаются средне- и мелкозернистые аplitовые разновидности.

Структуры пород отличаются значительной сложностью; наряду с аplitовыми и гранобластовыми структурами, характерными для мелкозернистых агрегатов, почти всегда широко распространены структуры замещений, обусловленные развитием калиевого полевого шпата по плагиноклазу. В ряде случаев отмечаются бластокактактические структуры стельных участков.

Аляскитовые граниты состоят из калиевого полевого шпата (45—70%), плагиноклаза (10—30%), кварца (15—35%) и некоторого количества биотита и амфибола.

Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин-микрпертит — часто содержит округлые включения кварца и неправильные по форме реликты плагиноклаза. Иногда наблюдаются пелитизированные участки с чешуйками мусковита и хлорита.

Плагиноклаз в округлых и неправильных зернах, нередко с корродированными контурами, по краям заметно альбитизирован и содержит мелкие мirmekитовые вроски кварца. По периферии зерен и вдоль тонких трещин наблюдаются следы замещения микроклином. Участками в центральных частях зерен значительно сосоритизирован. Плагиноклаз имеет колеблющийся состав и представлен олигоклазом № 25 и андезином № 35.

Кварц встречается в виде включений в полевых шпатах, а также в самостоятельных ксеноморфных зернах. Повсеместно несет следы катаклаза.

Биотит находится в виде мелких чешуек на стыках зерен полевых шпатов и кварца, либо образует небольших размеров (1—2 мм) обогащенные участки, более или менее равномерно распределенные в породе. Плеохроизм — сильный от светло-желтого до темно-коричневого. Местами биотит значительно хлоритизирован.

Амфибол встречается значительно реже, чем биотит. В шлифах он зеленый с сильным плеохроизмом от зеленовато-бурого до желто-бурого, изредка отмечается в виде крупных шпатовидных выделений, переполненных мелкими округлыми включениями кварца, плагиноклаза и апатита. Амфибол почти всегда замещен в значительной мере биотитом и хлоритизирован.

135

В числе аксессуарных минералов присутствуют апатит, сфен (в отдельных случаях с размерами зерен до 2 мм) и рудный минерал. Последний часто окружен тонкими каемками сфена.

Иногда аляскиты интенсивно замещаются мелкозернистым эпидотом и ассоциирующимся с ним зеленым биотитом. При этом отмечается значительный катаклиз пород.

В заключение следует указать, что не все описанные в этом разделе породы определенно принадлежат аляскитовым гранитам. Некоторые из них, особенно те, которые содержат амфибол или характеризуются крупным скоплением биотита, скорее всего, представляют собою лейкократовые участки мигматитов. От типичных аляскитов такие породы отличаются и специфическими, переходными к гранобластовым, структурами. Однако по отдельным образцам, взятым из моренного материала, далеко не всегда возможно безошибочно разделить близкие по составу разновидности.

в) Граниты типа рапакиви
(шлифы № 57л, л; 60ж, и; 61о)

Макроскопически представляют собой неравномернозернистые породы с оводами (до 5 и более сантиметров в диаметре) розового микроклина, окруженного узкими (до 0,5 см) каемками белого плагиоклаза.

Промежутки между оводами выполнены крупнозернистым гранитом с полупрозрачным дымчатым кварцем и неравномерно распределенным черным биотитом.

Породы имеют сложные порфировидные структуры с широким развитием разнообразных структур замещения, главным образом плагиоклаза микроклином.

Граниты состоят из калиевого полевого шпата (50—60%), плагиоклаза (20—30%), кварца (до 25—30%) и небольшого количества биотита (не выше 5%).

Калиевый полевой шпат — решетчатый микроклин-микрпертит — в крупных порфировидных выделениях, содержат мелкие включения кварца, плагиоклаза и биотита. Участками значительно пелитизирован.

Плагиоклаз представлен двумя разновидностями. Плагиоклаз первой разновидности образует включения в микроклине, имеет почти всегда корродированные контуры и заметно альбитизирован по краям зерен. По составу он относится к олигоклазу № 28 и андезину № 34. В центральных частях зерна олигоклаза значительно хлоритизированы и эпидотизированы. Другая разновидность плагиоклаза представлена альбитом, часто с хорошо выраженным шахматным строением (шлиф № 57л), отчетливо замещающим калиевый полевой шпат по периферии крупных выделений.

Кварц также развит в двух генерациях. Ранний кварц находится в виде округлых зерен и включений в микроклине. Более поздний кварц образует крупные ксеноморфные выделения, обычно содержащие мелкие иголки рутила (дымчатый цвет в штуфе). Кварц этой генерации явчо корродирован плагиоклазом, микроклином и биотитом (шлиф № 60и).

Биотит в виде мелких и крупных чешуек с сильным плексокризмом от светло-желтого до коричневого. Почти всегда значительно хлоритизирован.

Тонкие прожилки мелкозернистого эпидота в отдельных случаях образуют сложную сеть. В ассоциации с эпидотом отмечается кальцит и зеленый хлорит. Иногда среди зеленого хлорит-эпидотового агрегата, почти нацело замещающего плагиоклаз, отмечены мелкие зерна сфена и фиолетового флюорита (шлиф № 61о).

В числе аксессуарных минералов присутствуют апатит, рутил и мелкие зерна рудного минерала.

Пегматиты

(шлифы № 45в; 47л, о; 54в; 55а; 56а, б, д, и; 57а, в, д, з, ж, к, л; 60в; 61а, з)

Помимо пегматондных разновидностей аляскитовых гранитов встречаются белые и розовые пегматиты с хорошо выраженной письменной структурой. По составу они близки к отмеченным выше пегматондным гранитам, но отличаются более интенсивным проявлением альбитизации, сопровождаемой развитием жильбертита, иногда приуроченного к тонким трещинкам в породе (обр. № 56а). В отдельных случаях вдоль мелких трещинок развиваются более крупные чешуйки мусковита. Некоторые разновидности пегматитов (обр. № 56а) отличаются хорошо образованной кристаллической формой крупных (более 70 см) кристаллов полевого шпата. Кроме того, в морене (у Второй промежуточной базы, обр. № 47л) встречаются мелкие обломки зеленого амазонита, по трещинкам которого развивается зеленоватый жильбертит. Амазонит имеет расплывчатую двойниковую решетку, близкую по характеру к микроклиновому.

III. НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ВЫВОДЫ

Прежде всего можно говорить уверенно о наличии доказательств древнего, гораздо более мощного оледенения, чем современное. На это уже давно указывалось в литературе, что подтверждают и наши наблюдения. Повсеместная ледниковая обработка выходов коренных пород, приведшая к образованию бараньих лбов, ледниковой полировки, а нередко и ледниковой штриховки, наличие рассеянных валунов как на склонах, так и на вершинах коренных возвышенностей (в оазисе, в окрестностях станции Мирный и даже на горе Гаусс) неоспоримо свидетельствует об этом. Следует подчеркнуть, что высота горы Гаусс достигает 373 м. Вместе с тем, судя по эрратическим валунам на самой вершине горы, вся она была скрыта под толщей льда. Таким образом мощность древнего ледникового покрова была на побережье по крайней мере на 400 м больше мощности современного покрова.

Очевидно, этот мощный материковый ледник выходил далеко в море.

По составу валунный материал может быть подразделен на две группы. В первую группу входят древние образования — гнейсы, кристаллические сланцы, а также гранитоидные породы. Несомненно, что все они происходят из древнего кристаллического фундамента Антарктической платформы. Обилие их, по сравнению с представителями другой группы — более молодых пород, свидетельствует о значительной обнаженности подо льдом во внутренних частях материка кристаллического основания. Безусловно петрографический состав кристаллических пород в удаленных от побережья частях более сложен и разнообразен, чем в тех местах, вблизи берега, где наблюдались коренные выходы. Отнюдь не все разновидности пород, обнаруженные в морене, были встречены в коренных выходах. Сюда относятся прежде всего граниты типа рапакиви, а также мусковитосодержащие письменные пегматиты. Однако все это один и тот же в структурном отношении комплекс пород древнего основания. Этот комплекс пород, характеризующийся высокой степенью метаморфизма, интенсивной гранитизацией и мигматизацией, сложной неоднородной деформацией, а также определенным парагенезисом минералов, почти полностью соответствует широко распространенному в различных частях земного шара архейскому чарнокитовому комплексу пород. Это сходство нарушается лишь наличием в составе морен гранитов типа рапакиви и мусковитовых амазонитовых пегматитов, не свойственных архейским шпатам. Тем самым можно говорить о более разнообразном проявлении магматизма в пределах метаморфической толщи Антарктиды.

Во вторую гораздо более малочисленную группу пород, составляющую в общей массе обломочного материала ничтожный процент, входят осадочные породы — кварцитовидные песчаники, гравелиты и мелкогалечные конгломераты, а также основные изверженные породы — долериты. Весьма вероятно, что перечисленные осадочные породы происходят из аналогов палеозойской серии Бикон. Эта серия особенно полно и широко развита на побережье моря Росса — в хребте Королевы Мод и на Земле Южной Виктории. Возраст ее устанавливается по находкам остатков девонских рыб внизу и глоссоптериевой флоры в более высоких частях в пределах от девона до перми. Этой серии подчинены многочисленные силы долеритов, как предполагают, мезозойского возраста.

Обнаруженные в морене около Второй промежуточной базы валуны долерита и представляют, видимо, такие пластовые интрузии или дайки. Таким образом, вторая группа складывается из пород более молодой обломки Антарктической платформы, покрывающей древний кристаллический фундамент.

На материке эта оболочка в значительной степени разрушена, и ледником захватываются обнаженные породы древнего фундамента. Вероятно, ближе всего к побережью она подходит против Берега Нюкса, где в районе пунатаков Снайдера осадочные породы играют более заметную роль в составе моренного материала. Не очень далеко от берега должны быть распространена толща песчаников и против района оазиса.

Однако западнее, на всем остальном пространстве Земли Королевы Мод и Земли Вильгельма II, полоса развития осадочной оболочки платформы очевидно отодвигается далеко на юг.

В составе моренного материала, собранного здесь, осадочные породы отсутствуют совершенно. Правда, Е. Филиппи упоминает вскользь об образцах песчаника и конгломерата из морены около горы Гаусс, но все же это единичные находки.

Нужно остановиться еще на одном интереснейшем факте, который как-то не привлекал к себе должного внимания. Мы имеем в виду находку обломка мрамора, сделанную в 1912 г. К. Годли на о. Хасуэлл [17], и кристаллического известняка, обнаруженного в морене у горы Гаусс [19]. Кроме того, такие породы в заметном количестве были встречены и экспедицией Д. Маусона в составе морен на Земле Короля Георга. Заметим кстати, что указание Д. Маусона о наличии на поверхности одного образца серпентинизированного форстеритового мрамора фигур, которые могли бы быть сечениями археоциат, является несостоятельным.

Так как в породах докембрийского основания Антарктической платформы карбонатные породы еще никем не находились, то было бы естественным попытаться сопоставить валуны кристаллических известняков и мраморов с содержащими археоциаты кембрийскими кристаллическими известняками, которые были обнаружены еще Шеклтоном на Земле Южной Виктории и при драгировании в море Уэдделла [18]. Однако против представления о кембрийском возрасте валунов кристаллических известняков говорит высокая степень их метаморфизации. Нет сколько-нибудь убедительных оснований для предположения о существовании послекембрийской складчатой зоны, где могли бы формироваться сильно метаморфизованные толщи. Таким образом, можно полагать, что кристаллические известняки и мраморы, представленные валунами, входят в состав пород докембрийского основания Антарктической платформы.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Авсян Г. А., Марков К. К. и Шумский П. А. Географические наблюдения в антарктическом оазисе Изв. Вост. Геогр. общ., т. 88, № 4, Л., 1956.
- 2 Авсян Г. А., Марков К. К., Шумский П. А. Холодная пустыня в Антарктиде. Изв. АН СССР, сер. геогр. № 4, М., 1956.
- 3 Вьялов О. С. Краткое описание побережья моря Дэвиса и характеристика районов бухты Дено и Мирного. Научн. зап. Львовск. Гос. Универс., Геогр. сборн. № 4, Львов, 1957.
- 4 Вьялов О. С. и Воронов П. С. Краткое сообщение о геологическом строении района «оазиса» на Земле Королевы Мэри в Антарктиде. Докл. АН СССР, т. 108, № 5, М., 1956.
- 5 Вьялов О. С. и Воронов П. С. О выходах гранита на Берегу Нюкса в Антарктиде. Докл. АН СССР, т. 109, № 6, М., 1956.
- 6 Гусев А. М. Первые научные работы в районе южнополярной обсерватории. Вестн. АН СССР, № 2, М., 1956.
- 7 Карта побережья Антарктиды в масштабе 1:500 000. Листы № 5997, 5998 и 5999. Изд. Упр. Нач. Гидрограф. службы Военно-Морск. флота Л., 1956.
- 8 Кучеров И. П. Новые данные по картографии Антарктиды. Вестн. АН СССР, № 9, М., 1956.
- 9 Марков К. К. В Антарктиду. «Природа», № 8, М., 1956.
- 10 Моусон Д. В. В стране пурги (история австралийской Антарктической экспедиции 1911—1914 гг.) (перевод с англ.) Изд. Главсевморпути, Л., 1935.
- 11 Рейд Мирный. Карта № 5985 в масштабе 1:10 000, составлена по работам КАЭ АН СССР 1955—1956 гг. Изд. Упр. Нач. Гидрограф. службы, Л., 1956.
- 12 Шумский П. А. Гляциологические и геобиологические исследования в Антарктиде. Вестн. АН СССР, № 9, М., 1956.
- 13 Arpeij E. T. Bunge's «oasis» Antarctica. Bull. Geol. Soc. Amer., 1948, vol. 59, № 12.
- 14 Byrd R. T. Our navy explores Antarctica. The National Geograph. Magaz., 1947, vol. 92, № 1.
- 15 Mason D. The Home of the Blizzard. London, 1914.
- 16 Mason D. Australasian Antarctic Expedition, 1911—1914. The Geograph. Journal, 1914, vol. XLIV, № 3.
- 17 Nockolds S. R. Petrology of Rocks from Queen Mary Land Austral. Antarctic Exped. 1911—1914. Scienc. Report ser. A, vol. IV, Geology, part 2, Sydney, 1910.
- 18 Nordenskjöld O. Antarktisk Handbuch der Region. Geologie, VIII, Bd. 6, Abt. Heidelberg, 1913.
- 19 Philippi E. Geologische Beschreibung des Gaussberges. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903. Bd. II, Kartographie und Geologie, Hf. 2, Berlin, 1906.
- 20 Reinisch R. Petrographische Beschreibung der Gaussberg Gesteine. Deutsche Südpolar-Expedition 1901—1903, Bd. II, Kartographie und Geologie, Hf. 1, Berlin, 1906.
- 21 The Antarctic Pilot, 2 ed., London, 1918.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр
Предисловие	3
А. И. Шалимов. История геологического изучения Антарктики	5
М. И. Рабкин. Кристаллические сланцы, гнейсы и чарнокитовые гранитоиды района Мирного	80
М. Г. Равич. Горные породы оазиса Бангера	104
О. С. Вялов и Л. В. Канмон. О составе морен Земли Королевы Мэри и Земли Вильгельма II	123

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
23	21 снизу	[113]	[133]
24	12 сверху	данных	других
52	2 снизу	о. Кристан да Кунья, принадлежит	о. Тристан да Кунья; принадлежит
106	10 сверху	состоят	состоят
115	25 сверху	реликтовые	реликтовые
115	15 снизу		

Зак. 1225

Технич. редактор *Б. А. Анисимов* Корректор *Г. С. Верташ*
М-50225 Подписано к печати 7/ХII-1957 г. Физ. печ. л. 8,75
Усл. печ. л. 11,99 Уч. изд. л. 13,22 в т. ч. 1 вкладка Тираж 1000 экз.
Формат бумаги 70×108^{1/16} Цена 9 р. 25 к. Зак. 1225
Картфабрика ВМФ

9 p. 25 k.

ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬНОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР. СССР

TRUDY NAUCHNO-ISSLEDOVATELSKOGO INSTITUTA
GEOLOGII ARKTIKI MINISTERTVA GEOLOGII
~~FORNKAJNY NEFR~~ TOM 67, VYPUSK 7, 1958
TOM 67

SBORNIK STATEI
СБОРНИК СТАТЕЙ
ПО ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ
P.O GEOLOGII ARKTIKI

ВЫПУСК 7

ЛЕНИНГРАД
1958

STAT

STAT

STAT

C-45

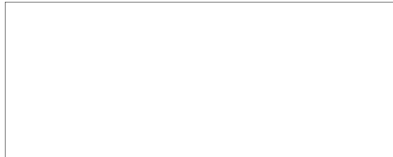
SBORNIK STATEI PO GEOLOGII ARKTIKI
(COLLECTION OF ARTICLES ON THE ARCTIC
GEOLOGY) VOL. 67 Ed. 7

V. V. TKACHENKO, EDITOR

TRUDY NAUCHNO-ISSLEDOVATEL'SKOGO
INSTITUTA GEOLOGII ARKTIKI
MINISTERSTVA GEOLOGII I OKHRANY
NEDR SSSR

(TRANSACTIONS OF THE SCIENTIFIC
RESEARCH INSTITUTE OF ARCTIC
GEOLOGY AT THE MINISTRY OF
GEOLOGY AND CONSERVATION
OF THE USSR RAW MATERIALS)

LENINGRAD, 1958



U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE
WASHINGTON, D. C.

1959

Enclosure (2)
24-59

STAT

СБОРНИК СТАТЕЙ ПО ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ
(COLLECTION OF ARTICLES ON THE ARCTIC GEOLOGY)
ТОМ 67 ЧАСТЬ 7

TABLES OF CONTENTS

AUTHOR: N. V. TRACHENKO, Editor

TITLE: SBORNIK STATEI PO GEOLOGII ARKTIKI
(COLLECTION OF ARTICLES ON THE ARCTIC GEOLOGY) VOL. 67 Ed. 7

LANGUAGE: RUSSIAN

SOURCE: TRUDY NAUCHNO-ISSLEDOVATEL'SKOGO INSTITUTA GEOLOGII ARKTIKI
MINISTERSTVA GEOLOGII I OKHRANY NEDELN SSSR
(TRANSACTIONS OF THE SCIENTIFIC RESEARCH INSTITUTE OF ARCTIC
GEOLOGY AT THE MINISTRY OF GEOLOGY AND CONSERVATION OF THE
USSR RAW MATERIALS) Leningrad, 1958

TRANSLATOR: M. SLESSORS

TECHNICAL SERVICES BRANCH
DIVISION OF OCEANOGRAPHY

U. S. NAVY HYDROGRAPHIC OFFICE
WASHINGTON, D. C.

1959

1

1958

2

24-59

1938
 КОЛЛЕКЦИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО МУЗЕЯ И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА
 ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОВ СОЮЗСОВЕТСКОГО СОЮЗА
 (СЫСЛОВИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ИНСТИТУТА И НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
 ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОВ СОЮЗСОВЕТСКОГО СОЮЗА)
 ВЫПУСК № 1
 МОСКВА

УРОВНИ ОБЪЕДИНЕНИЯ

1/3

ТАБЛИЦА СОДЕРЖАНИЯ

	<u>PAGE</u>
K. K. DEMOKIDOV - Stratigraphic disjunction of the Cambrian formations in the northern part of the Siberian platform	3
B. Kh. EGLAZAROV - Devonian formations in the western part of the Archipelago of Severnaya Zemlya Fig. 1. A stratigraphic core sample of Devonian deposits in the western part of the Archipelago of Severnaya Zemlya.	13 34
A. I. IVANOV - New facts on the stratigraphy of the Permian-Triassic effusive rocks in the Taymyr Peninsula	36
Iu. N. POPOV - Paleontologic characteristics of the Marine Triassic formations in the Lena-Olenek region	48
A. F. DIENER - The stage of the upper paleozoic formations in the Nordvik area on the basis of palinologic analysis	73
V. A. VAKAR, P. S. VORONOV, R. H. DEMSHITSKAYA - The question on regional fractures in the North of Middle Siberia	87
P. S. VORONOV - The connection in the relief regularities of the north of Middle Siberia with the Neotectonical processes	94
A. S. ZAPOROZHETSSEVA - The argillo-tuffaceous layer in the Yenisey estuary area and its origin	105
A. S. ZAPOROZHETSSEVA - The clayey argillite minerals of the lower Trias in the Yenisey estuary area	143
Iu. P. BARANOVA, S. F. BISKE, A. P. PUMINOV - Paleogeography of the basins in the upper reaches of the Olenek and Markhi rivers	163
N. N. LAPINA - Conditions determining the migration of petroleum in sandstones at a negative temperature	177
N. S. SPIRO, M. V. GOGOLEVA - Determination of mineral content of clayey rocks	218

Enclosures (2)
 1938
 24-59

12

13

14

15

16

17

18

19

20

21

22

23

24

25

26

27

28

29

30

31

32

33

34

35

36

37

38

39

40

41

42

43

44

45

46

47

48

49

50

51

52

53

54

55

56

57

58

59

60

61

62

63

64

65

66

67

68

69

70

71

72

73

74

75

76

77

78

79

80

81

82

83

84

85

86

87

88

89

90

91

92

93

94

95

96

97

98

99

100

101

102

103

104

105

106

107

108

109

110

111

112

113

114

115

116

117

118

119

120

121

122

123

124

125

126

127

128

129

130

131

132

133

134

135

136

137

138

139

140

141

142

143

144

145

146

147

148

149

150

151

152

153

154

155

156

157

158

159

160

161

162

163

164

165

166

167

168

169

170

171

172

173

174

175

176

177

178

179

180

181

182

183

184

185

186

187

188

189

190

191

192

193

194

195

196

197

198

199

200

201

202

203

204

205

206

207

208

209

210

211

212

213

214

215

216

217

218

219

220

221

222

223

224

225

226

227

228

229

230

231

232

233

234

235

236

237

238

239

240

241

242

243

244

245

246

247

248

249

250

251

252

253

254

255

256

257

258

259

260

261

262

263

264

265

266

267

268

269

270

271

272

273

274

275

276

277

278

279

280

281

282

283

284

285

286

287

288

289

290

291

292

293

294

295

296

297

298

299

300

301

302

303

304

305

306

307

308

309

310

311

312

313

314

315

316

317

318

319

320

321

322

323

324

325

326

327

328

329

330

331

332

333

334

335

336

337

338

339

340

341

342

343

344

345

346

347

348

349

350

351

352

353

354

355

356

357

358

359

360

361

362

363

364

365

366

367

368

369

370

371

372

373

374

375

376

377

378

379

380

381

382

383

384

385

386

387

388

389

390

391

392

393

394

395

396

397

398

399

400

401

402

403

404

405

406

407

408

409

410

411

412

413

414

415

416

417

418

419

420

421

422

423

424

425

426

427

428

429

430

431

432

433

434

435

436

437

438

439

440

441

442

443

444

445

446

447

448

449

450

451

452

453

454

455

456

457

458

459

460

461

462

463

464

465

466

467

468

469

470

471

472

473

474

475

476

477

478

479

480

481

482

483

484

485

486

487

488

489

490

491

492

493

494

495

496

497

498

499

500

501

502

503

504

505

506

507

508

509

510

511

512

513

514

515

516

517

518

519

520

521

522

523

524

525

526

527

528

529

530

531

532

533

534

535

536

537

538

539

540

541

542

543

544

545

546

547

548

549

550

551

552

553

554

555

556

557

558

559

560

561

562

563

564

565

566

567

568

569

570

571

572

573

574

575

576

577

578

579

580

581

582

583

584

585

586

587

588

589

590

591

592

593

594

595

596

597

598

599

600

601

602

603

604

605

606

607

608

609

610

611

612

613

614

615

616

617

618

619

620

621

622

623

624

625

626

627

628

629

630

631

632

633

634

635

636

637

638

639

640

641

642

643

644

645

646

647

648

649

650

651

652

653

654

655

656

657

658

659

660

661

662

663

664

665

666

667

668

669

670

671

672

673

674

675

676

677

678

679

680

681

682

683

684

685

686

687

688

689

690

691

692

693

694

695

696

697

698

699

700

701

702

703

704

705

706

707

708

709

710

711

712

713

714

715

716

717

718

719

720

721

722

723

724

725

726

727

728

729

730

731

732

733

734

735

736

737

738

739

740

741

742

743

744

745

746

747

748

749

750

751

752

753

754

755

756

757

758

759

760

761

762

763

764

765

766

767

768

769

770

771

772

773

774

775

776

777

778

779

780

781

782

783

784

785

786

787

788

789

790

791

792

793

794

795

796

797

798

799

800

801

802

803

804

805

806

807

808

809

810

811

812

813

814

815

816

817

818

819

820

821

822

823

824

825

826

827

828

829

830

831

832

833

834

835

836

837

838

839

840

841

842

843

844

845

846

847

848

849

850

851

852

853

854

855

856

857

858

859

860

861

862

863

864

865

866

867

868

869

870

871

872

873

874

875

876

877

878

879

880

881

882

883

884

885

886

887

888

889

890

891

892

893

894

895

896

897

898

899

900

901

902

903

904

905

906

907

908

909

910

911

912

913

914

915

916

917

918

919

920

921

922

923

924

925

926

927

928

929

930

931

932

933

934

935

936

937

938

939

940

941

942

943

944

945

946

947

948

949

950

951

952

953

954

955

956

957

958

959

960

961

962

963

964

965

966

967

968

969

970

971

972

973

974

975

976

977

978

979

980

981

982

983

984

985

986

987

988

989

990

991

992

993

994

995

996

997

998

999

1000

ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ
МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ТОМ 67

СБОРНИК СТАТЕЙ
ПО ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ

ВЫПУСК 7

Под редакцией кандидата геолого-минералогических наук Б. В. ТКАЧЕНКО

ЛЕНИНГРАД
1958

Enclosure (2) ... 24-59

СОДЕРЖАНИЕ

К. К. Демочкидов. О стратиграфическом расчленении кембрийских отложений севера Сибирской платформы	3
В. Х. Егизаров. Девонские отложения западной части архипелага Северной Земли	13
А. И. Иванов. Новые данные по стратиграфии пермотриасовых эффузивных образований Таймырского полуострова	36
Ю. Н. Попов. Палеонтологическая характеристика отложений морского триаса Лено-Оленекского района	48
А. Ф. Дибнер. О возрасте верхнепалеозойских отложений Нордвикского района по данным палинологического анализа	73
В. А. Вакар, П. С. Воронов, Р. М. Деменицкая. К вопросу о региональных разломах севера Средней Сибири	87
П. С. Воронов. О связи некоторых закономерностей рельефа севера Средней Сибири с процессами неотектоники	94
А. С. Запорожцева. Туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района и ее происхождение	104
А. С. Запорожцева. О глинистых минералах аргиллитов нижнего триаса Усть-Енисейского района	143
Ю. П. Баранов, С. Ф. Бискэ, А. П. Пуминов. Палеогеография бассейнов верхних течений рек Оленек и Мархи	163
Н. Н. Лапина. Условия миграции газа и воды в песчаниках при отрицательной температуре	177
П. С. Спири, М. В. Гоголева. Об определении минерального состава глинистых пород	218

Техред. Б. А. Алисимов

Корректор Г. С. Вертлюб

М-30891 Сдано в производство 22/IV 1958 г. Подписано к печати 16/VI 1958 г.
 Бумага 70x109/16 10,45 бум л. 20,90 печ л., в т. ч. 7 вкладок 23,14 уч. изд. л.
 Тираж 1000 экз. Цена 16 р. 20 к. Заказ 268

7-я типография изд-ва «Морской транспорт» Ленинград, ул. К. Заслонова, 30

К. К. ДЕМОКИДОВ

О СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАСЧЛЕНЕНИИ КЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Присутствие кембрийских отложений на севере Сибирской платформы было установлено еще Ф. Б. Шмидтом [11]. Первую палеонтологически обоснованную стратиграфическую схему нижнего кембрия в Анабарском районе составила Е. В. Лермонтова [2] на основании материалов, собранных Б. В. Рожковым, Г. Г. Моором и Б. В. Каченко [4], Г. Э. Фришфельдом [8] и А. И. Гусевым. Согласно этой схеме были выделены (снизу вверх): водорослевые и археоциатовые слои, пестроцветные отложения низов зоны протолениус и синьская толща верхов той же зоны. Кроме того, было установлено отсутствие перерыва между нижним и средним кембрием.

В последующие годы В. А. Первушинским, М. Н. Злобным, Л. П. Смирновым, А. Н. Наузовым, К. С. Забурдиным, Д. С. Сороковым, В. Е. Савицким и другими исследователями был собран обширный фактический материал по стратиграфии кембрия севера Сибирской платформы.

Фауна, найденная этими исследователями, определялась главным образом, Н. Е. Чернышевой, Н. Е. Покровской, Н. П. Суворовой и Н. Т. Журавлевой. Было установлено присутствие отложений алданского, ленского, амгинского и майского ярусов, а также широкое распространение отложений верхнекембрийского возраста. В то же время Н. Е. Чернышева [9], Н. П. Суворова [5] и Н. В. Покровская [3] составили схемы стратиграфического расчленения кембрия южной половины Сибирской платформы, выделив в двух нижних отделах этой системы ярусы и зоны. В 1955 г. автор настоящей статьи разработал схему стратиграфического расчленения кембрийских отложений северо-восточной окраины Сибирской платформы, взял за основу схемы указанных выше авторов. Согласно этой схеме на севере платформы в нижнем отделе кембрия выделялись (снизу вверх): доленелитовая толща, алданский и ленский ярусы; в среднем — амгинский и майский ярусы; верхний отдел оставался не расчлененным. В 1955 г. Б. В. Тимофеев [6] установил присутствие спор в нижнекембрийских отложениях, распространенных на Лено-Оленекском водоразделе. Изучение этих спор позволило [6] доленелитовую толщу выделить из состава кембрийской системы и сопоставить ее с учуро-майским комплексом юго-востока Сибирской платформы, синийскими отложениями Китая и вендским комплексом Ленинградской области (В. Я. Кабаньков, 1955 г.).

Прошедшее в январе 1956 г. во ВСЕГЕИ Межведомственное Стратиграфическое совещание приняло схему стратиграфического расчленения кембрийских отложений Сибирской платформы, предложенную Н. Е. Чернышевой и другими. Было постановлено также отложения, за-

легающие между алданским ярусом и складчатым фундаментом платформы, т. е. доленеландовую толщу, учуро-майский комплекс и синхронные им образования выделить в синийскую систему.

Руководствуясь этими решениями, кембрийские отложения севера Сибирской платформы в прежнем понимании следует в настоящее время расчленить на две системы синийскую и кембрийскую (табл. 1).

К синийской системе относится вся, так называемая доленеландовая толща. В районе Анабарского шита она периклинально лежит на размытой поверхности интенсивно дислоцированных архейских пород, падая во все стороны от него под очень небольшими ($0,5-1^\circ$) углами. На Лено-Оленекском водоразделе синийские отложения ложатся почти горизонтально на сильно смятые породы протерозоя, образующие ядро так называемого оленекского куполовидного поднятия. В литологическом отношении синийские отложения северной части платформы достаточно отчетливо разделяются на две части, из коих нижняя сложена прибрежно-морскими обломочными породами, а верхняя — доломитами, нередко содержащими водоросли рода коллениа, что указывает на образование этих пород в условиях открытого моря на глубинах не более 50—70 м.

На разных участках синийские отложения не совсем однородны по своему составу, поэтому мы вынуждены привести несколько характерных разрезов. На Лено-Оленекском водоразделе сюда относятся четыре свиты (снизу вверх): солоолийская, мастахская, хатыспытская и туркутская суммарной мощностью около 700 м. Литологический состав самой нижней солоолийской свиты довольно разнообразен. В нее, как установил Д. С. Сороков, входят следующие отложения (снизу вверх):

Конгломераты и кварцевые песчаники, часто косослоистые	50 м.
Доломиты серые кремнистые	50 м.
Алевриты зеленовато-серые, слоистые, кварцево-глауконитовые	35 м.
Известняки водорослевые пестрые	50 м.
Песчаники кварцитовидные, зеленые с глауконитом	8—10 м.
Алевриты глинистые глауконитовые пестроокрашенные	50—60 м.
Известняки водорослевые желто-серые	80—105 м.

Суммарная мощность солоолийской свиты составляет 350—400 м. Фауны в свите не обнаружено, но в алевритах найдены и описаны [6] споры *Trachyaleles conglutinatus* Tim., *T. minutus* Naum., *T. incrassatus* Naum., *T. obsoletus* Naum., *T. planus* Tim., *Stenozonales patelliformis* Tim., *Bohrotrachytriletes exasperatus* Tim.

Вышележащие три свиты — мастахская, хатыспытская и туркутская сложены главным образом, доломитами, реже известняками общей мощностью около 300 м. Верхние горизонты туркутской свиты размыты. Следы размыта (гравелиты) отмечаются также между солоолийской свитой и вышележащими доломитами, а также внутри последних в 80 м от их подошвы. Споры из разных свит этой доломитовой толщи представлены видами *Trachyaleles conglutinatus* Tim., *T. minutus* Naum., *T. incrassatus* Naum.

Вокруг Анабарского шита в основании нижнего кембрия присутствуют породы, близкие к описанным выше. Здесь выделяются две свиты — конгломерато-песчаниковая и доломитовая. На разных участках окраины шита они носят различные названия. Наиболее распространенным для конгломерато-песчаниковых отложений является наименование мукунской свиты. Толща доломитов в настоящее время чаще всего именуется билляхской свитой.

Мукунская свита лежит на размытой поверхности архейских пород с резким угловым несогласием. Одной из особенностей свиты является ее выклинивание в южном направлении. Вследствие этого по южной окраине шита она местами вовсе отсутствует, а там, где встречаются обломочные породы, их мощность не превышает нескольких метров. Наибольшее значение мощность мукунской свиты имеет на северо-западной окраине Анабарского шита в верховьях рр. Котуйкан и Медвежьей, где она достигает по данным В. Е. Савицкого 700—800 м. Нижняя часть свиты состоит из конгломератов и грубозернистых, пестроцветных косослоистых песчаников кварцевого состава, но здесь встречаются и обломки пород архейского комплекса. Вверх по разрезу размер обломков уменьшается, а степень окатанности и сортировка зерен увеличивается, исчезает косяя слоистость и пестрая окраска.

В мукунской свите Р. Ф. Соболевской были обнаружены споры, которые по определению Б. В. Тимофеева представлены видами: *Leiotogtriletes minutissimus* (Naum.) Tim., *L. compactus* Tim., *Bohrotriletes exasperatus* Tim., *Trachyotogtriletes minutus* (Naum.) Tim., *T. incrassatus* (Naum.) Tim., *T. obsoletus* (Naum.) Tim., *T. planus* Tim., *T. asperatus* (Naum.) Tim., *T. nevelensis* Tim., *T. laminarites* Tim., *Ocrydottogtriletes kryshitojoutchi* (Naum.) Tim., *D. ishorticus* Tim.

Билляхская свита сложена, в основном, водорослевыми доломитами, среди которых встречаются прослойки пестрых и голубых обычно окремненных разностей. На р. Котуе в свите, кроме того, имеются и лагунные отложения, представленные доломитами, чередующимися с залежами гипса. На южной окраине Анабарского шита свита лежит с угловым несогласием на размытой поверхности архейских пород или отделяется от них линзообразными прослоями песчаников и конгломератов. Ее мощность на этом участке колеблется в пределах 300 м. Вдоль восточной окраины эта свита подстилается породами мукунской свиты и по данным М. Н. Злобина уменьшает свою мощность за счет выклинивания нижних горизонтов, а также обогащается к северу прослоями косослоистых кварцевых песчаников. На северо-западной и западной окраинах Анабарского шита билляхская свита, в основном, состоит из водорослевых доломитов общей мощностью в 1200 м. К югу мощность свиты уменьшается до 200 м. Местами в свите присутствуют лагунные отложения, представленные доломитами, чередующимися с залежами гипса. Б. В. Тимофеев и Р. Ф. Соболевская определили из билляхской свиты северо-западной окраины Анабарского шита, кроме присутствующих в мукунской свите, еще несколько видов спор, а именно: *Protoliosphaeridium conglutinatum* Tim., *Leiotogtriletes minutissimus* (Naum.) Tim., *Mycetotogtriletes marmoratus* Tim., *Stenozonotogtriletes bulacaris* Awer.

Как отмечает в своем заключении Б. В. Тимофеев, «комплекс спор, изученных из мукунской и билляхской свит значительно беднее нижнекембрийского и в то же время богаче характерного для заведомого протерозоя. Ряд форм из приведенного списка совершенно не встречаются в протерозойских отложениях. В целом комплекс характерен для синийских отложений Китая и синхронных образований в Советском Союзе».

К этому заключению можно добавить, что сравнение комплекса спор из бывшей доленеландовой толщи севера Сибирской платформы с комплексом спор из синийских отложений Китая показывает наибольшее его сходство с комплексом из названных синийских отложений.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Кембрийские отложения северной части платформы на основании встречающихся в них органических остатков относятся ко всем трем отделам этой системы. Два нижних отдела, по сопоставлению с одно-

растными разрезами юго-восточной части платформы, разделяются на ярусы, а последние — на биостратиграфические зоны общие со скандинавскими или в некоторых случаях с североамериканскими стратиграфическими схемами расчленения кембрия.

Нижний отдел

Отложения нижнего отдела кембрийской системы почти повсеместно, за исключением восточного склона Анабарского шита, лежат на размытой поверхности синийских образований, обычно отделяясь от последних слоями гравелитов и песчанников различной мощности, и разделяются на два яруса — алданский и ленский.

Алданский ярус

Согласно унифицированной схеме стратиграфического расчленения кембрия Сибирской платформы, алданский ярус разделяется на два подъяруса: нижний — тобинский и верхний — журинский. На северо-востоке Сибирской платформы такого разделения алданского яруса провести не удается.

На подавляющей части площади распространения нижнекембрийских отложений алданский ярус представлен, в основном, пестроцветными глинистыми известняками. На Лено-Оленекском водоразделе сюда относятся и свита обломочных пород, названная А. И. Гусевым в 1940 г. кесюсинской.

Кесюсинская свита характеризуется пестротой литологического состава с преобладанием терригенных пород и большими колебаниями мощностей как всей свиты, так и отдельных ее горизонтов. Наиболее полные разрезы свиты наблюдались в бассейне р. Харгухонки — притоке р. Оленек. Здесь насчитывается шесть пачек слоев разного литологического состава (снизу вверх):

Конгломераты, часто переходящие в полимиктовые крупнозернистые песчанники. Как те, так и другие состоят из обломков карбонатных пород, подстилающей туркутской свиты, а также диабазов и туффи-тов 0,25 м.

Песчанники полимиктовые косослонистые 2 м.

Алевролиты зеленовато-серые с прослоями коричневатых аргиллитов 20—60 м.

Известняки песчанистые оолитовые, переслаивающиеся с известковистыми косослонистыми песчанниками. По пр. Маттая и Нуйо мощность горизонта равна 25 м. К югу от этого участка он выклинивается вовсе.

Известняки зеленые глауконитовые пятнистые с остатками трилобитов 5—20 м.

Песчанники, алевролиты и оолитовые известняки, чередующиеся между собой 8—12 м.

Суммарная мощность кесюсинской свиты в бассейне р. Харгухонки 100—140 м. К югу и западу отсюда ее мощность убывает и в бассейне р. Молодо не превышает 30—40 м, составляя 15—20 м на восточной окраине Анабарского шита. Изменяется к югу и состав свиты в сторону полного преобладания конгломератов и песчанников.

Фауна в кесюсинской свите встречена в пятнистых известняках пятого горизонта. Здесь присутствуют трилобиты семейства *Olenellidae*, ближе не определяемые вследствие плохой сохранности, но позволяющие все же относить кесюсинскую свиту к алданскому ярусу. Кроме трилобитов, здесь обнаружены споры *Trachyletes conglutinatus* Tim. и *Trachyletes incassatus* Naum. По-видимому, кесюсинскую свиту следует относить к тобинскому подъярсу.

6

Пестроцветные глинистые известняки, слагающие в основном нижний отдел кембрия, изменяются по-разному. На востоке они выделены в еркекетскую свиту, по возрасту относящуюся к алданскому ярусу. К западу от Анабарского шита они относятся к усть-котуйканской свите, возраст которой по фауне соответствует обоим ярусам нижнего отдела.

Еркекетская свита сложена пестрыми глинистыми известняками, мощность которых на Лено-Оленекском водоразделе 180—200 м. На плоскостях наслонения известняков присутствуют волноприбойные знаки, трещины усыхания и другие признаки мелководья. В нижней части свиты имеются обильные остатки итеропод из рода *Hyolithes*. В ее верхней половине обнаружены трилобиты, принадлежащие, по определению Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой и Н. В. Покровской, к семейству *Olenellidae*. Из них возраст определяют *Paedeumtas* sp., *Judomia dzevanovskii* Legm., *Triangulaspis meglitzkii* Toll. формы руководящие для самого верхнего — атдабанского горизонта алданского яруса нижнего кембрия унифицированной схемы.

Вокруг Анабарского шита отложения алданского яруса представлены пестроцветными глинистыми известняками, сходными с породами еркекетской свиты, среди них встречаются редкие прослои доломитов и доломитизированных известняков.

На западной окраине Анабарского шита мощность этих пестроцветных отложений колеблется в пределах 280—300 м (нижняя часть усть-котуйканской свиты). На южной окраине мощность 100—200 м (нижняя пестроцветная свита), а на восточной 70—100 м (эмяксинская свита).

В нижней половине этих свит распространены археоциаты и итероподы. В верхней — трилобиты и брахноподы. Комплекс трилобитовой и брахноподовой фауны тот же, что и в еркекетской свите нижнего течения р. Оленек, соответствует атдабанскому горизонту. Среди археоциат присутствуют *Coscinoxanthus rojkovi* Vologd., *Archeocyathus tenuimurus* Vologd., *Archeocyathus robustus* Vologd., *Ethmophyllum simplex* Vologd., *Rhabdocyathus polaris* Vologd., характерные как для суннагинского, так и кенядинского горизонтов журинского подъяруса унифицированной схемы.

Ленский ярус

Ленский ярус, согласно унифицированной схеме стратиграфического расчленения кембрия Сибирской платформы, разделяется на два подъяруса — нижний — ботомайский и верхний — ангарский.

Отложения ленского яруса пользуются достаточно широким распространением. Они обнажаются вдоль южной и восточной окраин Анабарского шита, а также в нижнем течении р. Оленек. На юго-западной окраине Анабарского шита отложения этого возраста не встречены. Существует целый ряд указаний на то, что в этом районе отложения ленского яруса размыты. На большей части территории своего развития (к востоку и юго-востоку от Анабарского шита) отложения ленского века представлены своеобразными породами — горючими сланцами, часто чередующимися тонкими слоями с битуминозными и окремненными известняками.

На севере и северо-западе области распространения кембрийских отложений по пр. Котуйкан, Анабару и Оленек горючие сланцы фашиально замещаются светло-серыми известняками.

Мощность отложений ленского яруса сильно колеблется и не превышает для фаши горючих сланцев 10—15 м, а для фаши известняков 50—60 м на северо-востоке и 70 м на северо-западе. Комплексы фаун, как в той, так и в другой фаши, близки между собой. Характерно отсутствие

7

трилобитов семейства *Olenellidae*, немногочисленные формы семейства *Pagetidae*, присутствующие только в низах яруса, широкое распространение приобретает семейство *Protolenidae* и некоторые другие. Возраст определяют *Protolenus grandis* Lerm., *P. dzevanovskii* Lerm., *Anabaraspis cylindricus* Lerm., *Iakulus* sp., *Bergerontellus asiaticus* Lerm., *Kootenia magna* Lerm., *Bergerontaspis subornata* Siv. и др. Перечисленная фауна позволяет выделить на севере Сибирской платформы оба подъяруса ленского яруса. К нижнему, ботомайскому ярусу, принадлежат породы, содержащие трилобитов *Bergerontellus*, *Bergerontaspis*. К верхнему ангарскому следует отнести горючие сланцы с *Protolenus*, *Kootenia* и др.

Средний отдел

Средний отдел в пределах Сибирской платформы разделяется на два яруса: нижний — амгинский и верхний — майский. В амгинском ярусе выделяются две зоны (снизу вверх): *Orticephalops* — *Schistocephalus* и *Paradoxides hicksi* — *Tomagnostus fissus*. Майский ярус разделен на два подъяруса — чайский, соответствующий зоне *Paradoxides davidis* Скандинавского разреза и Анабарский, включающий зоны *Paradoxides forchhammeri* и *Lejopyge laevigata*, того же разреза. На юге платформы в майском ярусе выделено три зоны (*Anopolenus*, *Anomocarioides* и *Aldanaspis-Lejopyge laevigata*).

Амгинский ярус

Отложения амгинского века, хотя и присутствуют повсеместно в пределах северного кембрийского поля платформы, но отчетливо выделяются литологически только на территории, расположенной к востоку от Анабарского шита, где представлены горизонтом горючих сланцев. К западу от этого шита в основании среднего кембрия получают развитие доломиты, в которых, так же как и на востоке в горючих сланцах, по данным В. Е. Савицкого и К. С. Забурдина, присутствует фауна амгинского яруса. Амгинские отложения восточной части северного кембрийского поля платформы состоят из горючих сланцев, часто чередующихся с битуминозными и кремневыми известняками. В этих породах часто встречается пирит. На поверхностях наслоения распространены скопления глаукошита, изредка встречаются стяжения фосфорита. Слоистость пород очень тонкая и всегда горизонтальная. Некоторые слои известняков, а в особенности горючих сланцев, образованы массивными скоплениями трилобитов и брахиопод отличной сохранности. Окатанная ракуша встречается только на контакте нижнего и среднего кембрия. По определению Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой и Н. В. Покровской среди трилобитов наиболее распространены *Peronopsis anabarensis* Lerm., *Oryctcephalus reynoldsi* Lerm., *Oryctocara geikei* Walc., *Paradoxides paraelandicus* N. Tchern., *Ptychagnostus otavus* (Tulb.), *Trypanagnostus gibbus* Linnars., *Tomagnostus fissus* (Lundgr.), а среди брахиопод — *Acrotreta rojkovi* Lerm.

Этот комплекс фауны характерен для обеих зон амгинского яруса. Мощность отложений амгинского яруса на востоке неравномерна. По р. Малой Куонамке и верхнему течению р. Оленек она колеблется в пределах 20—25 м. В нижнем течении р. Оленек она снижается до 6 м. Наибольших значений мощность достигает по рр. Молодо, Муна и Ботарчуна, где она составляет 60—90 м. К западу от Анабарского шита к амгинскому веку относятся нижние 100 м светлых доломитов кынданской свиты, содержащих *Pseudoanomocarina* sp. и *Peronopsis ex gr. Jallah* Linnars., характерных для амгинского яруса. Горючие сланцы ленского и амгинского ярусов большинством исследователей объединя-

ются в самостоятельную свиту, получившую название свиты горючих сланцев. Правильнее ее называть куонамской по р. Малой Куонамке, где свита была обнаружена впервые и наиболее подробно изучена.

Майский ярус

Майский ярус разделяется на два подъяруса: нижний — чайский и верхний — анабарский.

Сложен ярус пестроцветными в своей нижней половине и зелеными в верхней — глинистыми известняками с волноприбойными знаками, трещинами усыхания и другими признаками мелководья на поверхностях наслоения. Эти отложения распространены на пространстве между рр. Леной и Анабаром. К югу, в верховьях р. Тюнг (приток р. Вилюя) в верхней части толщи известняков появляются слои и пачки слоев известковистых косостовых песчаников, несущих на плоскостях наслоения следы размыва в виде рытвин, желобов и т. п., что указывает на близость береговой линии. К западу от р. Анабара, как с южной, так и с северной окраины одноименного шита, известняки фаунально замещаются доломитами, получающими широкое развитие в бассейне р. Котуя, где они именуются кынданской свитой.

Фаунистически охарактеризованы пока только пестрые и зеленые глинистые известняки, распространенные к востоку от Анабарского шита. Определяющее значение имеют трилобиты. Кроме того, встречаются граптолиты и редкие кораллы.

На севере Сибирской платформы в майском ярусе по комплексу трилобитовой фауны выделяются оба подъяруса. К нижнему чайскому подъярусу (зона *Paradoxides davidis*) относятся залегающие без перерыва на отложениях амгинского яруса пестроцветные глинистые известняки юнкюлябит-юрлякской (оленекской) свиты. Их мощность вдоль восточной окраины Анабарского шита составляет 200—300 м. К востоку, в бассейне среднего течения р. Оленек, она не превышает 100 м. Фауна трилобитов из этих отложений определялась Н. Е. Чернышевой, Н. П. Суворовой и Н. В. Покровской.

К чайскому подъярусу (зона *Paradoxides davidis*) эти отложения позволяют относить *Solenopleura lenaica* Lerm., *Peronopsis* (Linnars.) *Ptychagnostus lyra* Lerm., *Catalagnostus globiceps* Lerm., *Goniagnostus natchorsti* (Vögge) и другие формы.

К верхнему анабарскому подъярусу среднего кембрия принадлежат глинистые известняки, окрашенные по преимуществу в зеленые тона: они выделены в тиос-салнискую (зеленоцветную) свиту. Их суммарная мощность колеблется от 300 до 400 м на севере Анабаро-Оленекского междуречья и возрастает до 600 м в его южной части. На нижнюю зону подъяруса — зону *Anomocarioides* указывают *Anomocarina sibirica* H. et West., *A. obscura* N. Tchern., *Forchhammeria elegans* Lerm. et Tchern., *Anomocarioides limbatus* (Ang.), *Dasometopus breviceps* (Ang.), *Hypagnostus brevifrons* (Ang.) и др.

Верхняя зона *Lejopyge laevigata* устанавливается по руководящим для этой части разреза среднего кембрия формам *Lejopyge armata* (Linnars.) и *Lejopyge laevigata* (Dalman.).

На западе северной части платформы (в Норильском районе) среднекембрийские отложения обнажаются по р. Чапка. По своим литологическим особенностям они разделяются на две свиты: нижнюю известняково-сланцевую и верхнюю чапкинскую. Известняково-сланцевая свита сложена плитчатыми реже толстоплитчатыми известняками с прослоями серых и темноокрашенных известковистых сланцев с видимой мощностью около 200 м. Фауны в этой свите обнаружено не было. Чапкинская свита состоит из серых и темно-серых массивных, грубостовых, реже плитчатых, известняков мощностью 1000 м. В верхней части свиты в гру-

бослонных известняках присутствуют трилобиты *Acrocephalites mtitans* Lerm., *Cyclagnostus elegans* Lerm., *Solenopleura subcineta* Lerm., *Clavagnostus reponatus* Holm. et West. (определения В. Н. Хахлова). Как известно, первые две формы в иных местах платформы характеризуют низы верхнего кембрия. Две же последние — свойственны самым верхам среднего кембрия. Таким образом, учитывая положение указанной фауны в разрезе чапкинской свиты, можно с достаточным основанием отнести ее к среднему кембрию.

Верхний отдел

В нижней части верхнего отдела устанавливается только зона *Agnostus pisiformis*, в целом же верхний отдел пока остается не расчлененным на ярусы. Отложения этого возраста согласно без перерыва лежат на среднекембрийских и пользуются широким распространением на междуречья Анабар — Оленок, на Оленеко-Вилюйском водоразделе, по рр. Мойеро и Котую, а также на западе платформы по р. Тукузланде. В фациальном отношении верхнекембрийские отложения неоднородны. На юге и востоке кембрийского поля северной части Средне-Сибирской платформы они представлены главным образом песчанистыми известняками с обильными волноприбойными знаками, следами местных размылов, трещин усыхания и других признаков мелководья на поверхностях наслаения. На северо-западной и отчасти на северной окраине кембрийского поля верхнекембрийские отложения размыты и здесь на среднем кембрии залегают песчанники карбона и перми.

Наиболее полные разрезы верхнего кембрия установлены А. Л. Гроздиловым, В. Е. Савицким и К. С. Забурдиным по южной окраине кембрийского поля северной части Средне-Сибирской платформы.

В восточной части этого района в бассейне р. Силигир и в верховьях р. Тюнг верхнекембрийские отложения разделяются на две свиты: нижнюю — суханскую и верхнюю — тюнгскую (пестроцветную) общей мощностью 210—230 м.

Суханская свита имеет мощность около 140—150 м и состоит из чередующихся песчаных, оолитовых и глинистых известняков с песчаниками и аргиллитами. В основании свиты прослеживается слой брекчированных известняков, а в ее кровле присутствует слой известнякового конгломерата. По всему разрезу суханской свиты найдены трилобиты, принадлежащие, по определению Н. Е. Чернышовой, *Vinimella glabra* Lerm., *Talbotina perplexa* N. Tchern., *Agnostus pisiformis* (L n r s.), *Glyptagnostus reticulatus* (Ang.) и др.

Тюнгская свита верхнего кембрия мощностью 70—80 м состоит из окрашенных в красные и зеленые тона глинистых, реже песчаных, известняков с прослоями коричневатых битуминозных известняков. В нижней половине свиты обнаружены трилобиты, среди которых присутствуют формы *Lanzonella* sp., *Koldinia* sp. nov., *Taenicephalus* sp. nov. На пестроцветной свите согласно лежат битуминозные известняки с *Finkelburgia* sp., принадлежащие уже к ордовики.

К западу от бассейна р. Силигир мощность верхнекембрийских отложений значительно увеличивается. Изменяется и литологический состав в результате появления доломитов, значение которых увеличивается в северо-западном направлении. Так, в среднем течении р. Котую и по р. Мойеро (А. Л. Гроздилов, 1954 г.) верхний кембрий имеет мощность 500—550 м. В литологическом отношении он разделяется на три свиты.

Нижняя свита в основном сложена доломитизированными известняками и доломитами желтовато-серого цвета. В кровле толщи проходит слой псевдодолмитовых доломитизированных известняков. Мощность свиты 140 м. Фауны в свите не обнаружено.

Средняя свита (зеленоцветная) сложена зеленовато-серыми глинистыми известняками, мергелями и известняками. Встречаются прослои

конгломерато-брекчий и доломитизированных известняков. Мощность свиты 280—300 м. Фауна многочисленна, но представлена в своем большинстве новыми видами и родами трилобитов. На верхнекембрийский возраст указывают *Drepanura eremita* West, *Parabolinella aff. evansi* Kob, *Homagnostus aff. acutus* Kob.

Верхняя (пестроцветная) свита состоит из разноокрашенных (зеленый, фиолетовый, красно-бурый) известняков, глинистых известняков, водорослевых известняков и аргиллитов общей мощностью 130 м. В верхних слоях свиты присутствуют линзообразные залежи розового гипса.

На западе северной части платформы в Норильском районе выходы верхнекембрийских отложений известны по р. Тукуланде и выделены здесь Г. Г. Моором (1953 г.) в одноименную свиту. В ее составе принимают участие серые битуминозные известняки, переслаивающиеся в верхней части разреза с красноцветными, бурыми и лиловыми мергелями, а также известковистыми сланцами. В мергелях наблюдаются такие отчетливые признаки мелководных условий отложения как косая слоистость, трещины усыхания и волноприбойные знаки. Мощность тукуландской свиты 400 м. В комплексе фауны, обнаруженной в верхних горизонтах свиты, отсутствуют руководящие верхнекембрийские формы. Но залегание ее на отложениях самых верхов среднего кембрия (чапкинская свита), с одной стороны, и перекрытие ее ордовикской толщей, с другой, позволяют с достаточным основанием отнести тукуландскую свиту к верхнему кембрию.

Имеющиеся данные о стратиграфии кембрийских отложений севера Сибирской платформы позволяют уже на данном этапе прийти к следующим выводам:

1. На основании изучения спор выделяется из кембрийских отложений толща, которая относится к синийской системе. В состав этой толщи входят две свиты — нижняя песчано-конгломератовая мукунская (соололийская) и верхняя доломитовая — биляжская (мастяхская, хатыпытская и туркутская). Комплекс спор из этой толщи позволяет отнести ее к низам синийской системы.

2. На размытой поверхности синийских отложений лежат кембрийские. Они разделяются на три отдела (табл. 1). К нижнему отделу принадлежат кесюсинская, еркекетская свиты и нижняя часть усть-котуйканской свиты. По органическим остаткам они относятся к алданскому ярусу. Венчается разрез нижнего отдела горючими сланцами, которые судя по фауне относятся к обоим подъярусам ленского яруса, так же как и верхняя часть усть-котуйканской свиты. К среднему отделу относятся горючие сланцы, тесно связанные с нижнекембрийскими горючими сланцами, и толща глинистых известняков на востоке и доломитов на западе. В горючих сланцах присутствует фауна обеих зон амгинского яруса. Толща среднекембрийских известняков разделяется на две свиты: нижнюю — юнкюлябит-юряхскую, по фауне относящуюся к нижнему чайскому подъярису майского яруса, и верхнюю, туюс-салинскую, с фауной анабарского подъяруса. Основанием отнесения к среднему кембрию толщ доломитов, известных под названием кипидынской свиты, к западу от Анабарского шита является присутствие в низах толщи фауны амгинского яруса. Верхний отдел остается пока не расчлененным на ярусы. Здесь пока можно только выделить самую нижнюю зону верхнего кембрия Скандинавского разреза — зону *Agnostus pisiformis*.

ЛИТЕРАТУРА

1. Демочкидов К. К. Стратиграфия кембрия северной части Сибирской платформы. Тезисы докладов на междуведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири. № 1, Л., 1956.

2. Лермонтова Е. В. Нижнекембрийские трилобиты и брахиоподы Восточной Сибири. М., 1951.
3. Пожаровская Н. В. Стратиграфия кембрийских отложений юга Сибирской платформы. Вопросы геологии Азии, т. 1, АН СССР, 1954.
4. Рожков Б. Н., Моор Г. Г., Ткаченко Б. В. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. Тр. Аркт. инст., т. 66, Л., 1936.
5. Суворова Н. В. О ленском ярусе нижнего кембрия Якутии. Вопросы геологии Азии, т. 1, АН СССР, 1954.
6. Тимофеев Б. В. Находки спор в кембрийских и докембрийских отложениях Восточной Сибири. Докл. АН СССР, т. 105, № 3, 1955.
7. Толль Э. В. Материалы к познанию сибирского кембрия. Зап. Акад. Наук, 8, № 10, 1899.
8. Фришфельд Г. Э. Новые данные по геологии Анабарского района АН СССР, сборник к 50-летию В. А. Обручева, т. 1, 1938.
9. Чернышева Н. Е. Стратиграфия кембрийских отложений юго-восточной окраины Сибирской платформы. Материалы по геологии Сибирской платформы ВСЕГЕИ, нов. серия, вып. 7, 1955.
10. Чернышева Н. Е. Схема стратиграфического расчленения кембрия Сибирской платформы. Тезисы докладов на межведомственном совещании по разработке унифицированных стратиграфических схем Сибири, № 2, Л., 1956.
11. Шмидт Р. В. О некоторых новых восточно-сибирских трилобитах и родственных им формах. Изв. Акад. наук, 30, № 4, 1886.

Б. Х. ЕГИАЗАРОВ

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ АРХИПЕЛАГА СЕВЕРНОЙ ЗЕМЛИ

До последнего времени в пределах Таймырско-Североземельской складчатой области не было известно достаточно полного и фаунистически охарактеризованного разреза отложений девонской системы. В результате проведенных Институтом геологии Арктики исследований установлено, что в геологическом строении западной части архипелага Северной Земли значительное участие принимают девонские отложения, представленные преимущественно красноцветными лагунно-континентальными и прибрежно-морскими фациями. На основании полученных данных составлен разрез трех отделов девонской системы, который может явиться опорным — не только для Таймырско-Североземельской складчатой области, но и для других районов Севера Сибири.

Настоящая статья написана по материалам, собранным автором при участии К. С. Агеева во время тематических исследований, проводившихся на о. Пионер в 1954 г. Кроме того, частично использованы данные, полученные нами, С. В. Воскресенским и Н. Г. Загорской при геолого-съёмочных работах, выполненных Североземельской экспедицией Института геологии Арктики в 1950—1951 гг. Собранная фауна определялась палеонтологами А. П. Быстровым (панцирные рыбы), О. И. Никифоровой (брахиоподы), Б. В. Наливкиным (пеллиноды), Э. Г. Балашовым (наутилоиды), Я. Д. Зеккель и М. И. Мандельштамом (остракоды), М. С. Жижинной (кораллы), В. И. Дубатовым (табуляты), В. Н. Рябинным (строматопоры), Р. С. Елтышевой (криноиды), З. Н. Максимовой (трилобиты).

Прежде чем перейти к стратиграфии девонских отложений необходимо хотя бы кратко остановиться на общей характеристике подстилающей толщи силурийских пород. На о. Пионер силурийские отложения представлены почти исключительно карбонатными породами. Нижнюю часть разреза карбонатной толщи составляют серые и темно-серые известняки с маломощными (8—10 м) прослоями доломитов. В известняках содержатся обильные остатки фауны строматопор *Stromatopora* ex gr. *typica* Ros., *S. typica* Ros. var. *cylindrica* Riab., указывающих, по заключению В. Н. Рябинина, на верхний уинлок — нижний лудлов. Здесь же встречаются кораллы *Favosites forbesi* M. Edw. et Haime., *F. cf. festivus* Tchern., *F. cf. jakowlewi* Tchern., *Syringopora* ex gr. *pelrenki* Tchern., которые по мнению М. С. Жижинной характерны для верхнего уинлока — нижнего лудлова. На этот же возраст, по определению Р. С. Елтышевой, указывают многочисленные остатки криноидей *Pentagonocyclicus angustilobatus* Jelt., *P. borealis* Jelt. Мощность толщи более 700 м.

Стратиграфически выше располагаются серые, массивные, преимущественно органогенные известняки с тонкими (2—3 м) прослоями песчаных и доломитизированных известняков. Эта часть разреза, мощностью около 50 м, охарактеризована остатками фауны брахиопод *Atrypa reticularis* L. var. *orbicularis* Sow. и *Camarotoechia tschautienensis* Key s., позволяющими, по определению О. И. Никифоровой, отнести заключающие их отложения к лудловскому ярусу. Здесь же обнаружены криноиды *Pentagonocyclus subglaber* Jell., *P. tenuissimus* Jell., *P. egiasarowi* Jell., типичные, по мнению Р. С. Елтышевой, для лудлова. Кроме того в известняках найдены остатки остракод *Isochilina* aff. *keysringi* Schmidt, *Leperditia grandis* Schrepck., известные, по заключению М. И. Мандельштама, из силурийских отложений на о-вах Котельном и Эзель, Прибалтики и некоторых северо-восточных районов СССР.

Верхнюю часть разреза силурийских отложений слагают серые и темно-серые известняки с прослоями песчаных и оолитовых известняков, а также известковистых песчаников. В этой толще пород, мощностью около 100 м, встречаются многочисленные остатки фауны кораллов *Heliotites* (*Stelliporella*) cf. *parvistella* F. Roem er, и *Alveolites* sp. Разрез заканчивается пачкой известковистых кварцевых песчаников, мощностью 50 м. Общая мощность силурийских отложений на о. Пионер не менее 900 м.

Девонская система

Девонские отложения по литологическому составу и фаунистическим остаткам подразделяются на нижний, средний и верхний отделы. Нижний и средний отделы расчленены на свиты, отличающиеся определенным характером отложений и фаунистическими остатками. Выделенные свиты отчетливо дешифрируются по контактной печати и могут быть закартированы непосредственно в поле.

Нижний отдел

Нижнедевонские отложения на о. Пионер имеют весьма широкое распространение. Им сложено около половины всей территории острова. По имеющимся данным, нижнедевонские отложения могут быть расчленены на три свиты (снизу вверх): дзержинскую, октябрьскую и дежневскую.

Дзержинская свита

Отложения дзержинской свиты развиты на западном и северном побережье о. Пионер, где они вместе с силурийскими породами участвуют в строении пологих структур промежуточного типа.

Соотношения между силурийскими и нижнедевонскими отложениями отчетливо устанавливаются на мысе Буденного. Здесь на силурийских известняках с фауной *Alveolites* sp. и *Heliotites* (*Stelliporella*) cf. *parvistella* F. Roem er, залегает горизонт известняковых конгломератов, мощность которого не превышает 2,5—3 м. Конгломераты состоят из окатанных и полуокатанных галек, размеры которых колеблются от нескольких миллиметров до 1,5—2 см. Они слагаются криптокристаллическими, органогенными известняками, а также доломитизированными и песчанистыми известняками, т. е. породами, принимающими участие в строении нижежащей силурийской толщи.

Конгломераты перекрываются серыми и зеленовато-серыми, тонко- и среднеплитчатыми известняками. Структура их криптокристаллическая, органогенная, иногда оолитовая. В известняках в незначительном коли-

честве встречаются угловатые и полуокатанные мелкие зерна кварца. Местами наблюдаются прослои коллиневых известняков, мощностью до 5,5 м. Выше располагаются желтовато-серые и красноватые доломиты, переходящие по простирацию в известняки. Окраска пород обусловлена наличием гидроокислов железа, распределяющихся неравномерно по всей массе породы. Доломиты и известняки, особенно в средней и верхней частях свиты, переслаиваются с бурыми и красноватыми мергелями, мощностью 5—8 м.

Среди отложений этой свиты встречаются прослои известковистых кварцевых песчаников. Это существенно кварцевые породы, содержащие незначительное количество зерен полевых шпатов, листочки биотита и мусковита. Здесь же находятся ксеноморфные зерна турмалина, рудного минерала и лейкоксена. Изредка, в промежутках между кварцевыми зернами наблюдаются округлые зерна глауконита с характерной ирризирующей поверхностью. Цемент обычно регенерационный, реже норový. В первом случае цемент представлен кварцем, а во втором — карбокатным материалом, иногда окрашенным буроватыми гидроокислами железа.

В известняках дзержинской свиты обнаружены многочисленные остатки остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) cf. *isochilinoides* (Jones) и (*Hogmochilina*) *elliptica* Solle, которые по определению М. И. Мандельштама характерны для нижнего девона и известны из отложений «Woodfjord siege» и Liedeifjord (Lil-de-Bay) Шпицбергена. Наряду с этими формами встречаются *Leperditia* (*Hermaniana*) aff. *fastigiata* Kegel, которые до настоящего времени были известны из нижнего стрингоцефалового известняка среднего девона Рейна. Однако в описываемом районе они наблюдаются и в толщах нижнего девона, стратиграфическое положение которых с несомненностью устанавливается по подстилающим силурийским и перекрывающим среднедевонским отложениям. Мощность дзержинской свиты около 140 м.

Октябрьская свита

Породы октябрьской свиты согласно налегают на отложения дзержинской свиты и приурочены к районам ее распространения.

В низу свиты залегают светло-серые, желтоватые тонко- и среднеплитчатые криптокристаллические известняки. Они сменяются оолитовыми известняками, содержащими большое количество обломков раковин. В некоторых разновидностях известняков содержится незначительная (не более 2—3%) примесь мелких полуокатанных зерен кварца.

Выше по разрезу наблюдается переслаивание серых, желтоватых и коричневатых известняков и доломитов, причем последние занимают подчиненное, по сравнению с известняками, положение. Мощность отдельных горизонтов доломитов не превышает 5—8 м. Среди известняков наибольшим распространением пользуются органогенные известняки. Несколько меньшее развитие в средней и верхней частях разреза имеют криптокристаллические чистые и песчанистые известняки.

Среди отложений октябрьской свиты встречаются редкие и маломощные (5—7 м) прослои серых и желтовато-серых известковистых кварцевых песчаников, аналогичных по структуре и составу таким же породам, участвующим в строении дзержинской свиты.

Фаунистические остатки, встречающиеся в отложениях октябрьской свиты, хотя и обильны, но характеризуются плохой сохранностью. Здесь найдены остатки наутилоидей *Armenoceras* sp. и *Ormoceras* sp., более типичные для силура, хотя последняя форма по мнению З. Г. Балашова встречается и в нижнем девоне. В известняках обнаружены остракоды *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *brevimarginata* Solle, известные из среднедевонских отложений Шпицбергена. Несмотря на наличие этой

формы, а также и нетипичных девонских представителей наутилоидей, октябрьскую свиту все же следует относить к нижнему девону, так как она подстилается свитой определенно нижнедевонского возраста и в свою очередь согласно перекрывается красноцветными песчаниками, содержащими остатки древнейших нижнедевонских кистеперых рыб. Эти соображения являются достаточно основательными для того, чтобы отнести октябрьскую свиту к нижнему девону. Мощность свиты около 120 м.

Дежневская свита

Верхнюю половину нижнедевонского разреза составляет дежневская свита, отложения которой слагают значительную площадь о. Пионер.

В основании разреза дежневской свиты залегают грубозернистые песчаники с линзами конгломератов. Последние представляют собой краснобуро-бурые среднелинчатые породы, состоящие в основном из хорошо окатанных галек величиной от нескольких миллиметров до 2—2,5 см в поперечнике. Структура конгломератов псевдоаммитовая и псевфитовая. Петрографический состав галек весьма разнообразен. Здесь встречаются гальки кварца, микрокварцитов и пород типа фельзитов, криптокристаллических чистых, песчаных и доломитизированных известняков, кварцевых песчаников и известковистых алевролитов. Цемент в конгломератах — карбонатный с примесью алевролитовых зерен кварца, иногда полевых шпатов и единичных зерен рудного минерала. Образование этих конгломератов и грубозернистых песчаников связано с разрывом подстилающих толщ, развитых в данном районе, а также и более древних (нижнепалеозойских и верхнепротерозойских) отложений, слагающих восточную часть архипелага.

Выше располагаются розовато-серые и краснобуро-кварцевые и железисто-кварцевые, местами известковистые, песчаники. На поверхности напластования нередко видны знаки волновой ряби. Песчаники обладают алевропсаммитовой и псаммитовой структурами и на 75—90% состоят из полуокатанных и окатанных зерен кварца. Незначительную часть породы составляют зерна рудного минерала. Незначительную часть породы составляют зерна плагиоклаза, калиевого полевого шпата и микроклина. В незначительном количестве встречаются биотит, мусковит, чешуйки хлорита и серицита. Состав породы дополняют единичные зерна турмалина, циркона, граната, лейкоксена и рудного минерала. Однако в железисто-кварцевых красно-бурых песчаниках количество последнего возрастает до 1—1,5%. Роль цемента (обычно порового или соприкосновения) в них выполняет карбонатно-глинистый материал, окрашенный краснобуро-бурыми гидроокислами железа.

Среди песчаников в виде прослоев мощностью от 2—3 до 10—12 м залегают буровато-красные и зеленоватые алевролиты и мергели, а также буроватые чистые и песчаные доломиты и известняки. Последние нередко представлены органогенными и оолитовыми разновидностями. В нижней части разреза дежневской свиты обнаружена фауна остракод *Isochilina (Hogmochilina) aff. isochilinoidea* (Jones), которая по определению М. И. Мандельштама позволяет считать возраст этой свиты нижнедевонским. Следует отметить, что такие же формы известны из нижнедевонских отложений о. Октябрьской Революции, а также из нижнего девона Шпицбергена и некоторых северо-западных областей СССР. В песчаниках встречаются остатки кистеперых рыб *Poraspis polaris* Kiaer и фрагменты бесчелюстных позвоночных *Pteraspidae*. Согласно определению А. П. Быстрова, наличие кистеперых рыб с несомненностью указывает на нижнедевонский возраст этих отложений.

Верхняя половина дежневской свиты хотя и близка по своему составу и строению нижней, но тем не менее обладает некоторыми отличительными особенностями. Здесь наряду с обычными кварцевыми и

железисто-кварцевыми песчаниками встречаются песчаники, содержащие несколько большее количество полевых шпатов, и слюдистых минералов и тем самым приближающиеся по составу к аркозовым. Кроме обычных равномернозернистых песчаников наблюдаются прослойки и пачки грубозернистых и конгломератовидных косослоистых песчаников. Местами в песчаниках содержатся включения и желвакоподобные стяжения марказита.

Минералогический анализ 16 образцов песчаников дежневской свиты показал, что существенных изменений в их составе по разрезу не наблюдается. В легкую фракцию входят: кварц, калиевые полевые шпаты, плагиоклаз, мусковит, биотит, хлорит, карбонаты. Постоянной составной частью песчаников являются мелкие обломки различных пород. В тяжелой фракции в различных количествах (от единичных зерен до нескольких десятков) встречаются моноклинные пироксены, обыкновенная роговая обманка, минералы группы эпидота-цоизита, ставролит и шпинелиды. Во всех образцах устойчивой ассоциацией минералов являются гранат, апатит, циркон, рутил, лейкоксен и титанистые минералы. Также же распространение имеют рудные минералы и гидроокислы железа. Из этого перечисления видно, что формирование нижнедевонских песчаников происходило за счет разрушения метаморфических и магматических пород. Особенно показательным в этом отношении является комплекс акцессорных минералов, постоянно встречающихся в каледонских гранитоидах, развитых на востоке архипелага Северной Земли.

В верхней части свиты в песчаниках содержатся остатки рыб *Pteraspis* sp. n., *Corvaspis* sp., присутствие которых, по заключению А. П. Быстрова, указывает на нижнедевонский возраст отложений их заключающих. Следует полностью отметить, что наличие таких форм как *Poraspis polaris* Kiaer, *Corvaspis* sp. n. и *Pteraspis* sp. свидетельствует о том, что нижнедевонские терригенные отложения формировались в претерозойских и пересыхающих бассейнах. Появление горизонтов карбонатных отложений, содержащих остатки морской фауны, указывает на эпизодические и кратковременные трансгрессии локального характера.

Мощность дежневской свиты 300 м, а общая мощность нижнедевонских отложений о. Пионер около 560 м.

Довольно полный разрез нижнедевонских отложений установлен на о. Октябрьской Революции в низовьях р. Ушакова и в бассейне р. Слопкойной. Здесь на известняки с фауной кораллов и брахиопод силура с угловым несогласием налегает пачка красноватых полимиктовых конгломератов и грубозернистых песчаников. Мощность их около 20—25 м. В состав конгломератов входят гальки и полуокатанные обломки пород, участвующих в строении подстилающих толщ. Встречаются обломки известняков с фауной одиночных кораллов смуррийского облика. На конгломератах лежит горизонт светло-серых мелкозернистых кварцевых песчаников с тонким (3—4 м) прослоем черных листоватых известняков. Мощность горизонта песчаников 18—20 м. Выше располагается слой серых и черных известняков, мощностью 12—15 м. В них содержатся остатки фауны остракод *Isochilina aff. parvula* Reip., (*Hogmochilina*) aff. *cinorata* Sollc., которые, по определению Я. Д. Зекель, относятся к нижнему девону и имеют наибольшее сходство с нижнедевонскими формами остракод Шпицбергена. Затем следует толща, состоящая из красноцветных кварцевых песчаников, зеленоватых мергелей, доломитов и известняков, переслаивающихся между собой. В верхней части толщ примитивнейшим развитием пользуются доломиты и известняки. В последних содержатся обильные остатки нижнедевонских остракод *Isochilina*

¹ В связи с недостаточным количеством фактического материала девонские отложения в восточной части района из свиты не подразделены.
2 стр. нингга, г. 67

на (*Hogmochilina*) aff. *bisulcata* Selle, l. (*Hogmochilina*) cf. *sinorata* Solle. Мощность толщи 155—170 м.

Выше залегают серые и темно-серые известняки и доломиты мощностью 80—90 м. Они перекрываются пестроокрашенными мергелями и доломитами и красноцветными песчаниками, мощностью 100—120 м.

Верхнюю часть разреза нижедевонских отложений составляет толща серых и зеленовато-серых известняков и доломитов с подчиненными горизонтами мергелей. К верхней части толщи приурочена пачка расслаиваемых доломитов, с прослоями и линзами гипса, мощностью в 35—40 м. Мощность этой толщи карбонатных пород не менее 250—270 м. Над ней лежат темно-красные песчаники с остатками фауны панцирных рыб *Coccosteus* sp. среднедевонского возраста.

Общая мощность отложений нижнего девона в низовьях р. Ушакова и в бассейне р. Спокойной составляет около 720 м.

В отличие от вышеописанного разреза, в бассейне р. Матусевича (о. Октябрьской Революции) в низах нижнего девона преимущественное развитие имеют карбонатные отложения с подчиненными горизонтами песчаников. Только со второй половины разреза начинают появляться красноцветные песчаники, доломиты и мергели.

К верхней части толщи приурочен горизонт серых и грязно-серых гипсов, мощностью 20—22 м. Разрез заканчивается темно-серыми доломитизированными и чистыми известняками с фауной *Isochilina* sp. и *Leperditia* sp. нижедевонского облика. Мощность известняков около 25 м.

В западной части о. Октябрьской Революции — в среднем течении р. Подземной верхняя часть нижнего девона представлена черными листоватыми глинистыми сланцами, переслаивающимися с аркозолевыми песчаниками. В глинистых сланцах содержится фауна остракод *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *isochilinoides*, характерная, по мнению Я. Д. Зеккеля, для нижнего девона.

На о. Комсомолец над силурийскими известняками лежит мощная толща красноцветных песчаников, чередующихся с зеленовато-серыми, коричневыми и светло-серыми известняками, мергелями и доломитами, причем карбонатные отложения развиты преимущественно в верхней части разреза. Здесь же встречаются прослой гипса, мощностью до 1,2—1,5 м. Верхняя часть карбонатной толщи охарактеризована нижедевонской фауной остракод *Leperditia gregaria* Key s., *L. ex gr. barbotana* Sch m., и брахиопод — *Spirifer pseudosimplex* sp. nov., *Chonetes* sp., определяющих Я. Д. Зеккель и О. И. Никитиной.

Суммарная мощность нижнего девона на о. Октябрьской Революции определяется в 720—800 м.

Средний отдел

На о. Пионер среднедевонские отложения согласно налегают на породы нижнего девона. Они развиты на северном побережье острова, в бассейне р. Пионерки и нижнем течении р. Сомнений, а также на юге острова. По литологическому составу и фаунистическим остаткам отложения среднего девона расчленены на две свиты (снизу вверх): русановскую и альбановскую.

Русановская свита

В основании разреза русановской свиты залегают толща серых и светло-коричневых тонко- и среднеплитчатых доломитов. Это плотные, местами ноздреватые, породы, обладающие мозаичной структурой. Составляют они почти полностью из ромбоэдрических зерен доломита, величиной до 0,15 мм. Иногда незначительную часть породы составляют скопления крипнокристаллического кальцита и пелитоморфного вещества.

18

Кое-где в доломитах содержится мелкая вкрапленность галенита и марказита.

Среди доломитов встречаются прослой известковистых песчаников, мергелей и песчаных известняков, мощность которых измеряется от 3—4 до 6—7 м. Известковистые песчаники имеют алевросаммитовую структуру и состоят из подокатанных зерен кварца размерами до 0,15 мм. Незначительную часть породы составляют зерна калиевых полевых шпатов, плагиоклаза и рудного минерала. Цемент в песчаниках — сорнокосновения или поровый. Представлен он карбонатным материалом. Мергели характеризуются крипнокристаллической структурой с участками алевропелитовой. Порода на 40—45% состоит из пелитоморфного вещества, около 45—50% составляет крипнокристаллический кальцит, иногда окрашенный буроватыми гидроокислами железа. Отдельные участки породы сложены алевритовыми зернами кварца, сцементированными известково-глинистым материалом. Мощность толщи около 60 м.

Выше она перекрывается серыми и черными известняками с маломощными (2,5—5 м) прослоями серых и желтовато-серых доломитов и известковистых песчаников. Известняки обладают крипнокристаллической или органогенной структурой. Первые из них представляют собой мономинеральные породы, состоящие из крипнокристаллической карбонатной массы. Кое-где встречаются единичные ксеноморфные зерна рудного минерала. Известняки с органогенной структурой состоят из органического детрита. Внутренние части раковин сложены крупными зернами кальцита и доломита, а внешние — микрорезистым и крипнокристаллическим кальцитом. Мощность известняков 50 м.

Эта часть разреза охарактеризована обильной и разнообразной фауной эйфельского и живетского ярусов. Здесь встречены брахиоподы *Elythra pseudoaculeata* Rzon., *Stropheodonta interstriata* Phill., *Schizophoria interstriata* Schl., *Emanuela* aff. *subumbona* Hall., *Atrypa* ex gr. *aspera* Schl., *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Chonetes* aff. *sarcinulata* Schl., *Sepiaria* sp. nov. Все эти формы, по определению С. В. Черкесовой, позволяют относить заключающие их отложения к эйфельскому ярусу. По своему облику они сходны с фауной из эйфельского яруса Новой Земли и Кузбасса. В известняках найдены остатки пелеципод *Glossites* cf. *concentrica* Goldf., *Avicula ostreiformis* (Fresch), наутилоидей *Orthoceras ulbense* Tchern., табулят *Favosites goldfussii* O'rb., *F.* aff. *tuimazaensis* Sok., *Alveolites* aff. *straelleni* Lecompte., *A.* aff. *suborbicularis* Lam., которые, по мнению Б. В. Наливкина, З. Г. Балашова и В. И. Дубатолова, характерны также для эйфельского яруса. Следует отметить, что наутилоидей *Orthoceras ulbense* Tchern. известны из эйфельских отложений Алтая.

Кроме того, в известняках встречаются трилобиты *Dechenella* sp. и *Proetus borealis* sp. nov., причем, как указывает З. Н. Максимов, последняя форма сходна с видами, известными из нижней половины среднего девона западного склона Урала, Кузбасса, Минусинской котловины и Германии.

Наряду с перечисленными выше формами, определенно указывающими на принадлежность описываемых отложений к эйфельскому ярусу, обнаружены остатки фауны, характерные для эйфельского и живетского ярусов, а также среднего девона вообще. К ним относятся пелециподы — *Solenopsis vetusa* Goldf., *Myalina villmarensis* Fresch., *Kochia* sp. nov., *Macrodora* sp., *Cardiola* sp., *Ammigetta catskillensis* Vanux., *Schizodus appressus* (Conrad), остракоды — *Isochilina* (*Hogmochilina*) aff. *brevimarginata* Solle, табуляты *Thamnopora cylindrica* Tchern., *Coenites* sp., криноидей — *Entrochus impares* Quenst., наутилоидей — *Pseudoorthoceras* sp., *Cyrtoceras* cf. *depressum* Goldf., *Orthoceras oryx* Whidborne, *Orthoceras kosvae* Tchern., *Orthoceras champervoyi*

2*

19

Whidborne. Последние две формы, по данным З. Г. Балашова, известны из отложений живецкого яруса Урала и Англии, а *Orthoceras oryx* Whidborne из среднего девона Англии.

Стратиграфически выше на известняках располагается пачка серых, темно-серых и зеленовато-серых тонко- и среднеплитчатых, местами кавернозных доломитов. Последние обладают мозаичной структурой и состоят из ромбоэдрических зерен доломита величиной 0,08—0,2 мм. Мелкие пустотки размерами от 0,5 до 2—2,5 мм заполнены кристаллически-зернистым гипсом. Мощность пачки доломитов около 40 м.

Доломиты перекрываются серыми песчанстыми известняками и мергелями, мощностью 15—20 м. По своему составу и структуре они аналогичны таким же породам, слагающим нижнюю часть русановской свиты.

Выше залегают серые, темно-серые, коричневатые тонко- и среднеплитчатые доломиты, реже мергели, переслаивающиеся с белыми и грязно-серыми гипсами. Мощность их 130—135 м, а всей толщ (включая и 15—20-метровую пачку песчанстых известняков и мергелей) около 150 м. В ряде разрезов наблюдается многократное чередование прослоев гипсов, доломитов и мергелей, мощность которых измеряется от нескольких сантиметров до 0,25—0,35 м. Характер ритмичного переслаивания доломитов, гипсов и мергелей свидетельствует о частой смене условий осадконакопления. Следует попутно отметить, что в среднем течении р. Пионерки в районе ее крутой восточной излучины мощность отдельных пластов гипса достигает 8—10 м.

В верхней части разреза русановской свиты в доломитизированных известняках были встречены остатки брахиопод *Elytha pseudoaculeata* R z o n., наличие которых позволяет относить эти отложения к эйфельскому ярусу.

Суммарная мощность русановской свиты около 300 м.

Альбановская свита

Отложения альбановской свиты согласно налегают на породы нижней русановской свиты и приурочены к районам развития последней. Наиболее полно разрез альбановской свиты устанавливается в среднем течении р. Пионерки и на юге о. Пионер.

Нижнюю часть свиты слагают серые, темно-серые и зеленовато-серые известняки с маломощными (5—8 м) прослоями мергелей. Известняки обладают криптокристаллической и оолитовой структурами. Первые из них состоят из криптокристаллической карбонатной массы, содержащей незначительную (3—5%) примесь алевроитовых угловатых зерен кварца. Известняки оолитовой структуры состоят из оолитов величиной от 0,2—0,5 мм до 1—1,2 мм, имеющих концентрическое строение и сложенных крипто- и мезокристаллическим кальцитом. Иногда в пределах одного оолита наблюдается сочетание оолитовой и сферолитовой структур. В доломитизированных известняках внутренние части некоторых оолитов сложены ромбовидными зернами доломита, концентрически располагающимися по внутреннему контуру этих оолитов. Промежутки между оолитами заполнены крупными зернами кальцита и доломита. В известняках встречаются многочисленные остатки оолитовой и брахиопод. Среди известняков наблюдаются прослои тонкоплитчатых листоватых, темно-серых и черных известняков, имеющих битуминозный запах. Мергели имеют криптокристаллическую структуру и на 35—40% состоят из пелитоморфного вещества. Остальную часть породы составляет кальцит. Иногда в мергелях содержится незначительное количество алевроитовых зерен кварца.

На северо-востоке о. Пионер в береговом обрыве р. Бурной обнажается толща серых и темно-серых среднеплитчатых известняков с фауной остракод *Isochilina (Hogmochilina)* sp. и пелеципод *Avicula (Leiole-*

ria) bigsbyi Hall, характерных, по заключениям М. И. Мандельштама и Б. В. Наливкина, для среднего девона. Они переслаиваются с тонкоплитчатыми и листоватыми битуминозными известняками, содержащими остатки панцирных рыб *Cocosteus decipiens* Ag., *Lunaspis arctica* Heintz, *Actinolepis tuberculata* Ag. Выше располагается горизонт зеленовато-серых и коричневатых мергелей. Вся эта толща имеет северо-западное простирание (315°) с падением пластов на северо-восток под углом 4—5°. Породы пересечены двумя системами трещин: одна меридионального (180°) и вторая — широтного (273°) направлений. Трещины обоих направлений располагаются перпендикулярно плоскостям напластования и имеют вертикальное падение. Некоторые из них выполнены кальцитом, часто с мелкой вкрапленностью пирита. Нередко трещины имеют раздувы толщиной до 8—10 см с погребками хорошо ограниченных кристаллов кальцита. Местами раздувы кальцитовых жил заполнены битумом черного цвета, на поверхности твердым, но на глубине — пластическим, магнеподобным, имеющим коричневатый оттенок.

Самые низы описываемой свиты охарактеризованы остатками фауны пелеципод *Avicula (Leiolepta)* cf. *gabri* Hall., *A. (Leiolepta) bigsbyi* Hall., *A. aff. cylindrica* Hall., которые, по заключению Б. В. Наливкина, относятся к живецкому ярусу. Здесь же встречаются остракоды среднедевонского облика: *Isochilina (Hogmochilina)* sp. nov., *Holleduchilina* sp. и др. Панцирные рыбы, определяющиеся А. П. Быстровым, представлены видами: *Lunaspis arctica* Heintz., *Porolepis polaris* Heintz., *Heterostius ingens* Asmuss., *Homostius arcticus* Heintz., *Cocosteus deceptens* Ag., *Actinolepis tuberculata* Ag. Последние четыре формы известны из среднего девона Шницбергена и восточного берега Гренландии и таким образом подтверждают среднедевонский возраст этой части разреза, что согласуется и с определением возраста по фауне пелеципод. Что же касается представителей *Porolepis polaris* и особенно *Lunaspis arctica*, то считалось установленным, что верхней границей их распространения являются верхнн девон. Это мнение утвердилось на основании находок *Lunaspis* и *Porolepis* из среднедевонских отложений Рейнской области Германии, Шницбергера, р. Курейки и р. Тарен (на Таймыре). Однако, судя по соотношению альбановской свиты с подстилающими ее среднедевонскими отложениями русановской свиты и перекрывающими верхнедевонскими породами, а также по совместному нахождению *Porolepis* и *Lunaspis* с такими среднедевонскими панцирными рыбами, как *Cocosteus deceptens* Ag. и др., верхний возрастной предел распространения *Lunaspis arctica* и *Porolepis polaris* следовало бы отнести к верхам среднего девона.

В верхней части разреза известняковой толщи встречается обильная фауна брахиопод *Elytha pseudoaculeata* R z o n., пелеципод *Janeta* aff. *phaseolina* Goldf., *Avicula (Leptodesma)* sp. и панцирных рыб *Onchus marginalis* Ag. и *Glyptolepis* sp., указывающая на средний девон. Мощность известняковой толщи около 60 м. Верхнюю часть разреза альбановской свиты слагает толща преимущественно буровато-красных и зеленых мергелей с прослоями серых и темно-серых местами листоватых известняков. Мощность этих прослоев от 2 до 6 м. Мергели обладают крипто- и мезокристаллической структурами и на 45—50% состоят из пелитоморфного вещества. Около 40—45% составляет кальцит и 3—5% гидроокислы железа, придающие породе буроватую окраску. В мергелях постоянно встречаются остатки панцирных рыб и ихтиодоруллиты акулы, количество которых иногда настолько велико, что порода оказывается почти полностью сложенной ими и представляет собой своеобразную констную брекчию.

Известняки характеризуются мезокристаллической и органогенной структурами. В первом случае известняки состоят из зерен кальцита раз-

мерами до 0,5 мм. Местами зерна имеют несколько удлиненную форму и образуют шестоватые агрегаты. Порода несет следы интенсиного катаклаза, выраженного в изогнутости некоторых зерен и их волнистом угасании. Органические известняки сложены обломками раковин, располагающимися параллельно напластованию. Здесь же довольно часто наблюдаются остатки панцирных рыб, а иногда и брахиопод *Elythra pseudoaculeata* R z o n. Данная часть разреза альбановской свиты охарактеризована обильными и разнообразными остатками пресноводных панцирных акулородных рыб и панцирных акул, обитавших в литоральной зоне — *Cocosteus decipiens* Ag., *Heterostius ingens* Ag., *Homonostius arciteus* Heintz, *Lunaspis arcitica* Heintz, а также морских акул-акантоид *Homacanthus gracilis* Eichw., *Haplacanthus marginalis* Ag., *Nodocosta pauli* Gross. Перечисленные формы, кроме *Lunaspis arcitica* Heintz, позволяют, по заключению А. П. Быстрова, относить эту толщу известняков и мергелей к среднему девону. Что же касается нижнедевонской формы *Lunaspis arcitica*, то о верхней границе распространения этого вида говорилось уже выше. Появление его в самых верхах среднего девона, наряду с другими заведомо среднедевонскими представителями панцирных рыб, не может поколебать вывода о правильности огнесения рассматриваемой толщи к среднему девону. Совместное нахождение икхтодорулитов панцирных акул *Homacanthus gracilis* Eichw., обитавших в литоральной зоне, с остатками пресноводных панцирных акулородных рыб *Cocosteus decipiens* Ag., следует объяснять тем, что последние, по всей вероятности, были вынесены реками в море.

Мощность мергелевой толщи 40 м, а всей альбановской свиты около 100 м. Суммарная мощность отложений среднего девона на о. Пионер составляет 400 м.

Имеющийся в настоящее время фактический материал о средне- и верхнедевонских отложениях по северо-западному побережью о. Октябрьской Революции и по юго-западному берегу о. Комсомolec недостаточен для подробного описания этих отложений и их расчленения на свиты и отделы. Нерасчлененные средне- и верхнедевонские отложения представлены в низах карбонатными отложениями с прослоями и линзами гипса, по которым и проводится граница с нижним девоном. Кроме того, в строении этой толщи участвуют красноцветные, местами диагонально-слоистые песчаники с прослоями доломитов, чистых и доломитизированных известняков и мергелей. Мощность этих прослоев колеблется от нескольких метров до 12—14 м. В песчаниках и известняках содержатся неопределимые остатки панцирных рыб средне- и верхнедевонского облика.

В общих чертах эти отложения имеют наибольшее сходство со средним девоном остальной части о. Октябрьской Революции, где наряду с известняками, доломитами и мергелями значительное место в строении разреза занимают различные красноцветные песчаники, содержащие типичную для среднего девона фауну панцирных рыб.

Отложения среднего девона на о. Октябрьской Революции согласно налегают на породы нижнего девона и приурочены к району распространения последних. В среднем течении р. Матусевича над известняками нижнего девона лежит толща темно-красных, разнозернистых, местами диагонально-слоистых песчаников мощностью в 85—100 м. В них содержатся обильные остатки фауны пресноводных панцирных акул *Cocosteus livonicus* E a s l., *Schisosleus striatus* G r o s s., *Osteolepis macrolepis* Ag., *Psammosteus paradoxa* Ag. и кистеперых рыб *Glyptolepis* sp.

По заключению А. П. Быстрова эта фауна является типичной для лагуно-континентальных фаций среднего девона. Мощность песчаников около 100 м.

22

Выше располагается пачка темно-красных и пестроокрашенных песчаников и мергелей с прослоем известняков в ее верхах. Мощность пачки около 75—80 м. На ней залегают серые, красные, местами известковистые кварцевые и кварцитовидные песчаники, мощностью 90—95 м.

Остальную часть разреза среднедевонских отложений мощностью 145 м составляют красноцветные песчаники с горизонтами (3,5—5 м) и пачками (до 25 м) зеленоватых и буровато-красных доломитов и доломитизированных известняков. Здесь же встречаются прослой и линзы оранжевого и серого гипса, мощностью от 2—10 см до 0,5—1,5 м. В красноцветных песчаниках верхней части разреза встречаются неопределимые остатки панцирей среднедевонских рыб.

Общая мощность среднего девона на о. Октябрьской Революции около 420 м.

Верхний отдел

Верхнедевонские отложения на о. Пионер согласно налегают на породы среднего девона. Они имеют сравнительно небольшое распространение и приурочены к северо-восточной и южной частям острова. Нижняя часть разреза представлена толщей серых, розоватых и буровато-красных, косослоистых железисто-кварцевых и известковистых кварцевых песчаников. Это разнозернистые, иногда конгломератовидные породы, аналогичные по своему составу и структуре верхнедевонским песчаникам, развитым на о. Октябрьской Революции. Местами в песчаниках содержатся стяжения марказита, примазки сажиного вещества. Эта часть разреза, мощностью в 130 м, охарактеризована остатками двоякодышущих панцирных рыб *Dipterus* sp., которые, по определению А. П. Быстрова, позволяют относить песчаную толщу к верхнему девону.

Выше располагается пачка зеленых и буро-красных мергелей, переставляющихся со светло-серыми чистыми и песчанстыми известняками. Мощность прослоев измеряется от 2,5 до 6 м. Мощность всей пачки составляет 50 м. Разрез заканчивается серыми и розовато-серыми, среднезернистыми, местами конгломератовидными, косослоистыми песчаниками. В последних содержатся остатки верхнедевонских пресноводных панцирных акул *Bothriolepis* sp. Видимая мощность песчаников около 20 м. Общая мощность сохранившейся части верхнедевонского разреза на о. Пионер составляет 200 м.

Территория к востоку от мыса Фрунзе (о. Комсомolec) сложена преимущественно красноцветными песчаниками. На всей этой площади имеется всего лишь одна находка фауны панцирных рыб *Dipterus* sp. верхнедевонского облика. Очень скудные данные полевых наблюдений, отсутствие достаточного количества находок фауны не позволяют выяснять геологическое строение этого участка и расшифровать его структурные особенности.

На севере и северо-западе о. Комсомolec в виде изолированных пятен среди четвертичных отложений обнажаются красноцветные, местами косослоистые кварцевые и известковисто-кварцевые песчаники. Отсутствие фауны в этих песчаниках позволяет только на основании внешнего облика и литологического состава считать их девонскими.

Отложения верхнего девона распространены также в западной части о. Октябрьской Революции.

Граница между средним и верхним отделами девона на о. Октябрьской Революции проведена до некоторой степени условно, так как красноцветные песчаники среднего девона на большей части территории перекрываются почти такими же песчаниками, лишь кое-где содержащими фауну кистеперых рыб верхнего девона. Наиболее отчетливо эта гра-

23

нипа проводится в бассейне р. Подъемной, где красноцветные фаунистически охарактеризованные песчаники верхнего девона налегают на доломиты и мергели среднего девона.

По литологическому составу верхнедевонские отложения на о. Октябрьской Революции могут быть расчленены на две свиты (снизу вверх): матусевичскую и вавиловскую.

Матусевичская свита

В нижней части разреза верхнего девона залегают равнотерристые, слоистые и косослоистые красные и буровато-коричневые песчаники, мощностью около 120 м. В основном это кварцевые и кварцитовидные песчаники, среди которых в зависимости от количества и преобладания того или иного цемента можно выделить железисто-кварцевые, известково-кварцевые, слюдяно-кварцевые песчаники с карбонатным цементом, железистые полевшпатово-кварцевые, железистые аркозовые песчаники и др. Наибольшее распространение имеют железисто-кварцевые и известково-кварцевые песчаники. В них часто встречаются остатки фауны рыб *Coccosteus trautscholdi* East., *Bohrrolepis* sp., относящихся к верхнему девону.

Среди песчаников залегают прослои известняков и доломитов, мощностью от 1,5 до 10 м. Известняки серые и зеленовато-серые, тонкозернистые, реже массивные. Структура их крипнокристаллическая; текстура — слупковатая или пятнистая. Порода состоит из микростернистого и крипнокристаллического кальцита. Местами наблюдается тонкослоистое сложение, обусловленное чередованием тончайших полосочек, состоящих из зерен кальцита различного размера, окрашенных бурыми окислами железа. Доломиты представляют собой серые, плотные породы с микромозаичной структурой, почти полностью состоящие из зерен доломита величиной 0,05—0,2 мм. В незначительном количестве присутствуют кальцит, кварц и рудный минерал.

Значительно реже встречаются прослои глинистых и песчано-глинистых сланцев, видимая мощность которых не более 1,5—2 м. Это бурые, сланцеватые породы с алевропелитовой структурой, состоящие на 70—80% из кварца, незначительного количества кальцита, палевоклетчатых и мелких обломков раковин. Около 25—30% составляет бурое пелитоморфное вещество, окрашенное гидроокислами железа. Иногда в этих сланцах встречаются обломки панцирей рыб *Bohrrolepis* sp. верхнедевонского облика.

Стратиграфически выше залегает пачка коричневых средне- и тонкоплитчатых мергелей, переслаивающихся с серыми доломитами. В последних содержатся неопределимые остатки гастропод и брахиопод. Мощность пачки 30—35 м. Вверх по разрезу количество прослоев мергелей, мощность которых измеряется от 3,5 до 10 м, постепенно уменьшается, вплоть до полного исчезновения.

В мергелях присутствуют вторичные гипсы оранжевого цвета, имеющие шестоватое строение. Они располагаются по трещинам и плоскостям напластования. Мощность их не превышает 2—3 м, максимум 6—8 см.

Далее располагаются серые доломиты с прослоями и линзами серого и грязно-серого гипса. Мощность прослоев гипса колеблется от нескольких сантиметров до 1—2,2 м. Мощность всей доломитово-гипсоносной пачки около 45—50 м.

На этой пачке залегают темно-красные крупно- и среднезернистые местами диагонально-слоистые красные песчаники с маломощными (2,5—3,0 м) прослоями бурых мергелей. В песчаниках встречаются остатки панцирных рыб верхнедевонского облика. Мощность песчаников около 40—45 м, а всей матусевичской свиты не более 250 м.

24

Вавиловская свита

Вавиловская свита характеризуется преобладанием светло-серых, желтовато-серых, иногда сахаровидных неравнозернистых и конгломератовидных песчаников. Структура песчаников алевропсаммитовая, чаще псаммитовая с переходом к псефопсаммитовой. Порода на 75—90% состоит из полуугловатых и окатанных зерен и обломков кварца, величиной от 0,1 до 2 мм, 12—15% составляет кальцит, в незначительном количестве или в единичных зернах встречаются микроклин, плагиоклаз, рудный минерал, турмалин, чешуйки хлорита, серицита, единичные листочки мусковита и биотита. Нередко в песчаниках содержатся мелкие полуокатанные обломочки фельзитов, микрокварцитов и микрогранитов, размерами от 0,5 до 2,5 мм.

Наиболее часто встречающийся в песчаниках тип цемента — регенерационный — кварцевый. Цемент соприкосновения и поровый менее распространен, причем первый почти всегда представлен агрегатом мелких чешуек хлорита и серицита с примесью желтоватого или буроватого пелитоморфного вещества, а второй — исключительно карбонатный. Чаще всего встречаются кварцевые и кварцитовидные песчаники с известковым цементом. Грубозернистые и псефитовой структурой состоят из зерен кварца и небольшого количества алек и обломков различных пород. В этих породах цемента или совсем нет, что обуславливает их пористость, или он занимает незначительную часть от всего объема породы. В последнем случае, он бывает представлен волокнистым биотитоподобным минералом или глинистым веществом с примесью водных окислов железа.

Иногда эти грубозернистые песчаники переходят в типичные мелкогалечниковые кварцевые конгломераты, образующие прослой от нескольких сантиметров до 0,75—1 м мощности. В верхах этой свиты залегают прослой плотных, серых и темно-серых крипнокристаллических известняков, мощностью от 0,75 до 2,5 м. В песчаниках и иногда в известняках встречаются верхнедевонские формы пресноводных кистеперых рыб *Dipterus* sp., *Holoptychius* sp. и *Psammosteus* sp., характерных для отложений дельт крупных рек, озер и лагун с сильно опресненной водой.

Мощность вавиловской свиты около 150—175 м, а суммарная мощность всех отложений верхнего девона на о. Октябрьской Революции не более 400—425 м.

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Для выяснения условий седиментации девонских отложений в пределах Таймырско-Североземельской складчатой области приведем данные о наиболее полных разрезах, установивших на Таймыре.

Наиболее низкие горизонты девона на Таймыре стали известны по результатам исследований в бассейне нижнего течения р. Тарен, проведенных в 1936—1937 гг. Н. П. Анкеевым и А. И. Гусевым [1]. Разрез нижнего девона или тарейской свиты, как ее называют авторы, сложен преимущественно различными известняками, согласно налегающими на карбонатную толщу силура. Назы тарейской свиты представлены черными битуминозными известняками, которые перекарываются темно-серыми известняками и известняками. В последних содержится остатки панцирных рыб *Lunaspis* и *Porolepis*, а также фрагменты *Arthrodra*, которые по определению Д. В. Обручева относятся к нижнему девону. Выше располагается толща известняков, чередующихся с глинистыми сланцами. Толща охарактеризована обильной фауной брахиопод *Spirifer* aff. *crispus* var. *simplex* Hall., *Unctulus* aff. *goldfussi* Schm., *Atrypa reticu-*

25

Iaris L., *Schizophoria* sp., кораллов *Favosites* aff. *heldbergiae* Hall. и другими остатками силурийского и нижнедевонского облика. В верхах толщи известняки переслаиваются с глинистыми сланцами и мергелями. Эта часть разреза характеризуется обильной фауной кораллов *Favosites* sp., *F. forbesi* Edw. et Hall. и др. Выше располагается толща глинистых сланцев и известняков, перекрывающаяся пачкой зеленых глинистых сланцев, переслаивающихся с известняками. Здесь встречаются брахиоподы *Atrypa reticularis* L. var. nov., *Spirifer* cf. *cuclopterus* Hall., *S. cf. conctinnus* Hall., *Schizophoria* sp., *Camartocchia nympha* Вагг., трилобиты *Proetus* sp., наутилоиды *Orthoceras* sp. и др. Они сменяются темно-серыми и фиолетового цвета известняками, которые перемежаются с темно-серыми мергелями и известковисто-глинистыми сланцами. Здесь встречены остатки остракод *Lepiditida* cf. *marginata* Key s., *L. cf. arctica* Jones, *L. cf. elongata* Pet. и др.

Выше лежит толща интенсивно смятых пород с большим количеством пропластков и прожилков разноцветных гипсов. К этой же части разреза приурочен гипсово-ангидритовый шток.

В бассейне р. Тарен установлены выходы красноцветных песчано-глинистых пород с прослоями конгломератов. Возможно эти отложения составляют самые верхи тарейской свиты, однако взаимоотношения их с нижележащей толщей, а также с известняками, вьезского яруса не установлены. Мощность тарейской свиты 600—700 м.

Комплекс фауны, встреченный в тарейской свите, настолько разнообразен, что не позволяет однозначно решить вопрос о ее возрасте. Здесь имеются и типичные силурийские и нижнедевонские формы. Однако большинство исследователей, учитывая характер ихтиофауны, имеющей сходство с остатками рыб из отложений нижнего девона Урала, Рейнской области Германии и серии Wood-bay Шницбергена, склонны считать тарейскую свиту — нижнедевонской. О. И. Никифорова, определявшая фауну брахиопод, указывала, что наряду с верхнесилурийскими и нижнедевонскими брахиоподами встречаются также брахиоподы эйфельского типа. Если же к этому выводу добавить данные о распространении *Lunaspis* и *Porolepis* до верхов среднего девона в исследуемом районе, о присутствии трилобитов *Proetus* sp., сходных с такими же формами из нижней половины среднего девона Кузбасса и Минусинской котловины, а также о наличии брахиопод *Schizophoria* sp., *Atrypa reticularis* L. и др. в среднедевонских толщах Северной Земли, то все это вызывает некоторое сомнение в правильности отнесения всей тарейской свиты только к нижнему девону. Не исключена возможность, что при более детальных исследованиях в составе тарейской свиты могут быть выделены как нижние, так и среднедевонские отложения. Не исключена также вероятность, что при более подробном изучении фаунистических остатков (особенно брахиопод и остракод), нижняя часть разреза будет отнесена к верхам силура.

Северо-восточнее, в районе озера Эдрикер и на правобережье верхнего течения р. Тарен, А. Б. Кажаланом (1952 г.) установлены отложения, аналогичные тарейской свите, и условно отнесенные им к нижнему девону (?). В низах разреза на карбонатных отложениях верхнего силура согласно залегают черные битуминозные доломиты и доломитизированные известняки, перекрывающиеся мергелями. Выше наблюдается толща мергелистых и карбонатных пород с прослоями черных углито-глинистых сланцев. Она перекрывается пачкой гипсоносных пород с горизонтальным известняковым конгломератом в основании. Верхи разреза охарактеризованы фауной кораллов *Syringopora* sp., *Favosites* sp. и сроматолор *Stromatopora* sp., аналогичных таким же формам из подстилающей верхнесилурийской толщи. Мощность нижнедевонских (?) отложений около 300—350 м.

Из приведенного описания видно, что, кроме некоторой литологической аналогии с тарейской свитой, здесь нет сколько-нибудь определенных данных для суждения о возрасте этих отложений. Они с равным успехом могут считаться как верхнесилурийскими, так и нижнедевонскими, ибо наличие гипсоносных пород в составе толщи еще не является критерием для отнесения ее к нижнему девону. Последнее обстоятельство может быть подкреплено, например, появлением гипсоносных отложений и гипсов в верхнем силуре на Северной Земле и в среднем девоне в районе сопки Белой в юго-восточной части Таймырского полуострова.

На Западном Таймыре, по данным Е. М. Люткевича (1946 г.), разнито только верхнедевонские отложения, принимающие участие в строении сводовых частей Ефремовской и Карской антиклинальных структур. Они представлены черными глинистыми сланцами и песчаниками, переслаивающимися с известняками. Весь комплекс отложений в целом имеет доломитовый облик. Породы содержат обильные остатки пеллегиической фауны гонитаттов, наутилоиды, птеропод и пелициод. Зачастую породы имеют битуминозный запах. Видимая мощность толщи около 1200 м.

В районе истоков рр. Ленной, Шренка, Верхней Таймыры и левых притоков р. Тарен, В. И. Тычинским и С. М. Тильманом (1949 г.) констатированы отложения возможно нижнего и верхнего девона. Первые представлены пестроцветными чистыми и песчанистыми известняками с фауной кораллов нижнего девона — *Taimyrophyllum speciosum* Tchern.

Верхний девон слагается светло-серыми и серыми известняками с фауной брахиопод *Atrypa alticola* Fesch., пелициод *Buchtola retrostriata* Vuch. и др. Мощность карбонатной толщи 500—600 м.

По данным Н. Э. Губаревой (1951 г.), верхнедевонские отложения развиты в верховьях р. Тарн-Бырай и на водоразделе верховьев рр. Верхней Таймыры и Шренка. Нижнюю часть разреза составляют серые и темно-серые доломитизированные известняки с фауной брахиопод *Spirifer* cf. *calcaratus* Sow фаменского яруса. Выше располагаются светло-серые мраморизованные известняки с *Favosites* sp. и *Schizophoria* sp., не позволяющие сколько-нибудь определенно судить о возрасте известняков, относимых исследователем к верхнему девону только по аналогии со смежными районами. Мощность этих отложений 650—700 м.

Более достоверно верхнедевонские отложения установлены Л. С. Пунцовым (1952 г.) в районе возвышенности Такса-Гергей и левых притоков р. Верхней Таймыры. Франский ярус представлен серыми доломитизированными известняками с фауной брахиопод *Atrypa cf. tubae-costata* Paerck., *Septalaria formosa* Schmitz и др. Выше располагаются доломиты и доломитизированные известняки, содержащие остатки брахиопод: *Cyrtospirifer* cf. *archiaci* (Musch.), *C. ex gr. tentaculum* (Vern.), фаменского яруса. Эти отложения, мощностью 400—600 м, согласно перекрываются породами нижнего карбона.

По р. Нижней Таймыре Ф. Г. Марковым (1954 г.) описана свита пестроцветных глинистых известняков и мергелей с гипсом. К низу они переходят в черные доломитизированные известняки с включениями асфальтитов. Мощность свиты, по данным Ф. Г. Маркова, 900 м. Свита охарактеризована фауной *Buchtola* sp., *Orthoceras* sp. и др., которая, по определению Д. В. Наливкина, относится к верхнему силуру, но при этом не исключается принадлежность ее и к нижнему девону. По своему литологическому составу и характеру фауны эта свита близка к нижним горизонтам тарейской свиты и несколько отличается от типичных силурийских отложений Таймырского полуострова.

На правобережье р. Нижней Таймыры А. В. Шербаковым (1949 г.) установлены чередующиеся с известняками черные глинистые сланцы, мощностью более 1000 м. В них содержится фауна *Atrypa* ex gr. *reticularis* L., *Leda diversa* Hall., *Leda seturiformis* Goldf., указывающая на средне- и верхнедевонский возраст этих отложений.

Северо-восточнее, в бассейне верхнего течения р. Траутфеттера в верховьях р. Ленинградской М. Н. Злобиным (1951 г.) установлена толща светло-серых и черных известняков, общей мощностью около 400 м. В них встречается фауна *Cardiola inflata* Holz., позволяющая отнести эти отложения к верхнему девону. Выше располагаются светло-серые и серые доломитизированные и чистые известняки, мощностью 350 м. Их перекрывает горизонт известняковых конгломератов, мощность которого измеряется от 3—5 до 100 м. Верхнюю часть разреза составляют темные мергели с прослоями известняков мощностью 300—400 м. Общая мощность отложений верхнего девона, включая и фаунистически не охарактеризованную часть разреза по М. Н. Злобину, составляет около 1250 м.

В районе верхних притоков рр. Ленинградской и Траутфеттера М. Г. Равичем и Ф. И. Ивановым (1951 г.) выделена толща различных известняков, содержащих остатки криноидей, брахиопод и фораминифер девонского типа. Разрез венчает 50-метровая пачка известково-глинистых сланцев, которая согласно перекрывается каменистоугольными отложениями. Мощность девонских пород около 600 м. По направлению к бассейнам рр. Жданова и Преградной прослеживаются карбонатные отложения живетского и франского ярусов, верхнего девона и просто нерасчлененного девона. Мощность этих отложений определяется в 500—1000 м.

В бассейне верховьев р. Жданова Г. П. Вергуновым (1950 г.) установлены средне- и верхнедевонские отложения, слагающие совместно с каменистоугольными отложениями периферические части крупных синклинальных складок. Разрез девона следующий (снизу вверх):

1. Светлые мраморизованные и доломитизированные известняки с обильными остатками гоннатитов плохой сохранности.

2. Пачка серых глинистых известняков (с остатками гоннатитов и гастропод) с прослоями светло-серых глинисто-известковых сланцев. Здесь обнаружена фауна гастропод *Bellerophon* sp. и *Laxonema* sp., встречающаяся от силура до карбона, а также *Gjaldula* ex gr. *galeata* Daln., *Leperditia* sp., которая, по заключению О. И. Никифоровой и В. П. Марковского, по-видимому, указывает на средний девон.

3. Пачка темно-серых, кавернозных слабо битуминозных известняков с кораллами *Thamptopora* sp. плохой сохранности. Брахиоподы, выделенные как *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. и *Spirifer* sp. встречаются в верхнем девоне. Эти отложения мощностью 550—600 м согласно перекрываются известняками нижнего карбона.

На северо-восточном Таймыре в среднем течении р. Преградной Г. П. Вергуновым выявлена толща известняков с фауной *Atrypa* ex gr. *reticularis* L. и *Spirifer* sp., мощностью в 400 м. Толща отнесена к верхам среднего девона и к верхнему девону.

Эти отложения были прослежены М. Н. Злобиным от р. Преградной до побережья залива Фаддея. В основании разреза залегают темно-серые известняки с *Koenenites* ex gr. *lamellosus* Sandb. Мощность их около 60 м. Выше они сменяются темно-серыми и черными известняками, содержащими неопределяемые остатки брахиопод и остракод. Мощность их 350 м. Стратиграфическое положение этой толщи, как средний и верхний девон, — установлено по находкам фауны в сопредельных районах.

Более достоверно средне- и верхнедевонские отложения констати-

рованы за пределами рассматриваемой территории в районе сопки Белой (Таймырская депрессия).

Здесь в 1936 г. Т. М. Емельянецовым к среднему девону отнесена толща гипсов, мощностью 85—100 м, располагающаяся в ядре дипирировой структуры. Среди гипсов залегают маломощные прослои темных известняков и доломитов с фауной *Schizophoria* sp., *Productella subculeata* Muehl., *Spirifer indifera* Roem. и др., позволяющей, по заключению Д. В. Наливкина, считать эти отложения среднедевонскими, точнее — живетскими. Гипсово-карбонатные отложения прикрываются щебенкой известняков и доломитов, которые Т. М. Емельянецов по аналогии с Юрюнг-Тумусскими девонскими отложениями относит к верхнему девону.

Отложения с гидрхимическими осадками, по-видимому девонского возраста, были установлены П. С. Вороновым и В. А. Черепановым (1951 г.) на южном склоне возвышенности Киряка-Гас в районе сопки Серой. Последняя, по данным этих исследователей, представляет собой горстовую структуру, центральная часть которой сложена белыми и серыми мелко- и крупнокристаллическими гипсами, мощностью около 100 м. В верхних частях гипсовой толщи появляются тонкие прослои известняков и доломитов, сменяющихся выше темно-серыми известняками, обладающими сероводородным запахом. Общая мощность гипсово-карбонатных отложений около 200 м. Эти отложения отнесены к девонскому возрасту только на основании литологического сходства с аналогичными образованиями, развитыми в районе сопки Белой.

Из рассмотрения приведенных разрезов видно, что ни в одном районе Таймырского полуострова отложения нижнего девона с достаточной достоверностью не установлены. Однако, своеобразие литологического состава, постепенное преобладание девонской фауны над верхнесилурийскими формами вверх по разрезу, появление прослоев, пластов и штоков гипса, позволяет все же выделять девонские осадки в самостоятельные толщи и свиты.

Если сравнить разрезы девонских отложений Северной Земли с Таймыром, то полной аналогии мы здесь не найдем. На Таймырском полуострове карбонатные отложения верхнего силура перекрываются карбонатными же отложениями нижнего девона. Подчиненное развитие имеют глинистые сланцы и еще меньше песчаники. Сравнительно небольшая мощность девонских отложений, перемежаемость карбонатных и глинистых осадков, свидетельствуют о том, что они отлагались в небольших бассейнах, в которых происходили периодические кратковременные колебательные движения.

Приуроченность морских нижнедевонских отложений к обильной фауне кораллов, строматолор, брахиопод, цефалопод, остракод и рыб к западной половине Таймырского полуострова и отсутствие их в центральной и восточной частях полуострова указывает на то, что в районе р. Тарен в нижнедевонскую эпоху существовал мелководный бассейн, в котором отлагались известняки, мергели и глинистые сланцы. В конце нижнедевонской эпохи произошло обмеление водоема, очевидно частичное или полное отшнуровывание его от основного бассейна, что способствовало накоплению гидрхимических осадков. В дальнейшем эти отложения перекрывались красноцветными песчано-глинистыми осадками с горизонтами конгломератов. Формирование их, по всей вероятности, происходило в условиях жаркого полупустынного климата, установившегося в то время на территории Таймыра. Об условиях седиментации в нижнем девоне восточной части Таймыра никаких данных нет. Возможно, что там отлагались маломощные континентальные осадки, которые впоследствии были смыты.

Судя по распространению карбонатных фаций нижнего девона на Таймыре, основной бассейн располагался где-то к югу, в пределах Таймырской депрессии, и сообщался с морем, находившемся к западу от Сибирской платформы (Ф. Г. Марков, 1954 г.).

Снос материала по всей вероятности происходил с севера, где располагались складчатые сооружения, возникшие в результате проявления заключительных фаз каледонского тектогенеза.

В отличие от Таймыра, на Северной Земле в восточной части района развития девонских отложений разрез нижнего девона начинается горизонтом базальных конгломератов с угловым несогласием налегающих на известняки верхнего силура. Здесь в отложениях нижнего девона вначале преобладают красноцветные песчаники, которые постепенно, вверх по разрезу, уступают место известнякам, доломитам и мергелям. Глинистые отложения как в нижнем, так и в остальных отделах девона играют ничтожную роль. В западной части района в первой половине нижнедевонской эпохи была иная фациальная обстановка. На этом участке, после небольшого перерыва, происходило накопление карбонатных осадков с маломощными прослоями терригенных отложений. Вторая половина эпохи в отличие от более восточного района (о. Октябрьской Революции) характеризуется накоплением довольно мощной (около 300 м) толщи красноцветных песчаников с прослоями известняков, доломитов и мергелей. В карбонатных отложениях нижнего девона содержится морская фауна остракод, сходных по своему облику с формами из нижнего девона Шпицбергена. Минералогический анализ красноцветных песчаников, развитых на о. Пионер, показывает, что формирование этих отложений происходило за счет разрушения допалеозойских и палеозойских пород, развитых на востоке Северной Земли.

Эти обстоятельства, а также пространственное расположение нижнедевонских карбонатных и терригенных фаций, позволяют прийти к заключению о существовании в пределах северо-западной части Северной Земли обширной впадины, имевшей свободный выход в северные нижнедевонское море, простиравшееся вплоть до Шпицбергена. На востоке, юге и юго-западе Североземельская впадина окаймлялась сушей, входившей в состав огромной территории, занимавшей среднюю Сибирь и значительную часть Арктики, т. е. той территории, которую Д. В. Наливкин [4] называет Девон-Арктикой или Девактикой.

К концу нижнедевонской эпохи условия осадконакопления на западе и востоке Северной Земли были различными. В западной части района произошло поднятие и обмеление бассейна, увеличился приток терригенного материала, изменился водный режим бассейна. В этот момент происходила концентрация красноцветных терригенных отложений, содержащих обильные остатки кистенерных рыб *Poraspis* и *Corvaspis*, обитавших в пресноводных и пересыхающих бассейнах. На востоке же этот отрезок времени характеризуется накоплением мелководных морских осадков — известняков, мергелей и доломитов. Постоянное присутствие в составе карбонатных отложений терригенного материала свидетельствует о близости источников сноса. Наличие гидроклиматических осадков указывает на эпизодическое обмеление бассейна и изменение солевого состава вод.

Таким образом на Северной Земле, в отличие от Таймыра, в нижнем девоне широкое распространение имеют как мелководные морские, так и лагуно-континентальные фации. Большим развитием пользуется также молассовая формация, представляемая терригенными красноцветными отложениями дельты больших рек и прибрежных равнин. Ей сопутствуют отложения лагуной формации, характеризующейся накоплением гидроклиматических осадков.

30

Эпоха среднего девона на Таймыре, как полагает Ф. Г. Марков (1954 г.), ознаменовалась трансгрессией моря на север. В результате этого создались благоприятные условия для накопления мелководных карбонатных отложений, содержащих обильные остатки кораллов, строматопор и других беспозвоночных. Наличие прослоев и пачек доломитизированных известняков и доломитов в некоторых районах указывает на периодическое изменение солевого состава вод за счет увеличения содержания магниевых солей. Появление горизонтов глинистых и карбонатно-глинистых пород указывает на поступление тонкого терригенного материала, снос которого, очевидно, шел с севера. В юго-восточной части Таймырского полуострова в это время существовали мелководные полузамкнутые лагуны и заливы, в которых происходило накопление гидроклиматических осадков. Наличие маломощных прослоев органических известняков среди толщ гипса в районе сопки Серой и Белой свидетельствует о кратковременных трансгрессиях моря, приводивших к затоплению лагун, изменению режима осадконакопления и отложению карбонатных осадков.

На западе Северной Земли в начале среднедевонской эпохи произошла трансгрессия моря, заполнившая часть полузамкнутого бассейна, существовавшего еще с нижнего девона. Солевой состав вод характеризуется большим содержанием магниевых соединений, чем и обусловлено значительное развитие доломитов и доломитизированных известняков и подчиненное распространение чистых известняков. В последних содержатся обильные остатки морской фауны брахиопод, остракод, наутитондидей и других беспозвоночных. Появление маломощных прослоев песчаников указывает на кратковременное поднятие этого участка и на близость источников сноса. В дальнейшем произошло обмеление бассейна, возможно даже и частичное его замыкание, что привело к накоплению гидроклиматических осадков, принимающих участие в строении средней части среднедевонского разреза о. Пионер. В конце среднего девона вновь произошла трансгрессия моря, приведшая к некоторому расширению бассейна. В это время происходило отложение известняков, зачастую органических, содержащих многочисленные остатки морской фауны брахиопод, пелеципод и остракод, а также обильную фауну панцирных рыб, обитавших в литоральной зоне и в бассейнах с опресненной водой. Не исключено, что значительная часть их была вынесена в море реками. Изменения в режиме осадконакопления приводили к массовой гибели панцирных рыб («жостяные брекчин»), чем по-видимому, и объясняется появление битуминозных известняков и битумов в верхах среднего девона.

В восточной части района (о. Октябрьской Революции) эпоха среднего девона характеризуется широким распространением красноцветных песчаников с прослоями доломитов, мергелей и известняков, содержащих остатки панцирных акулоподобных рыб, обитавших в пресноводных бассейнах. Так же как и на западе, здесь периодически существовали благоприятные условия для накопления гипсов. Лагуно-континентальный режим, установившийся с начала среднего девона, сохранялся в этом районе до конца эпохи.

Переходя к рассмотрению условий седиментации в верхнедевонскую эпоху на Таймыре, следует прежде всего отметить, что континентальные осадки здесь неизвестны. Преобладающее развитие, так же как и в среднем девоне, имеют морские карбонатные фации и в подчиненном количестве терригенные, причем условия осадконакопления в различных участках бассейна были неодинаковыми. Так, например, на Западном Таймыре, как указывает Е. М. Люткович [2], наряду с известняками, значительное место в разрезе верхнего девона имеют сланцы и песчаники. В сланцево-песчаниково-карбонатной толще содержатся обильные

31

остатки пелагической фауны, разложение которой и обусловило битуминозный запах пород. Северо-восточнее, вплоть до правобережья р. Нижней Таймыры, располагался мелководный морской бассейн, в котором в основном отлагались известняки и в меньшем количестве доломитизированные известняки и доломиты. В конце эпохи режим осадконакопления несколько изменился. Поступление терригенного материала обусловило накопление глинистых и карбонатно-глинистых отложений, принимающих участие в строении некоторых разрезов верхнего девона центральной части Таймырского полуострова. По всей вероятности, примерно такие же условия были и в восточной части полуострова, с той лишь разницей, что здесь в районе рр. Траутфеттера, Жданова и Прградной располагался мелководный бассейн с группами островов. Этим, а также близостью береговой линии объясняется накопление глинистых известняков и известково-глинистых сланцев в бассейне р. Жданова и других районах Восточного Таймыра. Ф. Г. Марков полагает, что осадочная морская бассейн, очевидно, располагался южнее, в пределах Таймырской низменности.

К северу от современных районов распространения девонских отложений простиралась суша, которая занимала весь п-ов Челюскина и часть о-вов Северной Земли. По всей вероятности, в верхнедевонскую эпоху суша продолжалась также на запад, вплоть до берегов Новой Земли.

Физико-географические условия, сложившиеся в восточной части Северной Земли еще со среднего девона, были в верхнем девоне одинаковыми для всего района развития девонских отложений. Здесь, в отличие от Таймырского полуострова, в условиях жаркого и засушливого климата происходило накопление лагуно-континентальных отложений, представленных красноцветными песчаниками с маломощными прослоями гипсов, мергелей, доломитов и известняков. Подтверждением этому могут служить многочисленные находки двоякодышащих рыб, обитавших в пресноводных или пересыхающих бассейнах в районах с сезонными засухами.

К концу верхнего девона эта часть Северной Земли испытала поднимание и в течение длительного времени оставалась сухой.

На Новой Земле разрезы всех трех отделов девона наиболее полно установлены по западному побережью. Нижний девон, по данным К. К. Демокидова, представлен известняками, согласно залегающими на карбонатных отложениях верхнего силура. Местами, на северном острове в строении верхних частей разреза принимают участие черные глинистые сланцы и серые песчаники. Толща охарактеризована фауной брахиопод *Karpinskia* sp., *Rhynchonella* (*Ucinulus*) *irbilensis* Tschern., *Microplasma devonica* Sosch. и другими нижнедевонскими формами. Мощность нижнего девона 300—400 м.

Средний девон представлен отложениями эйфельского и живетского ярусов. Эйфельские отложения характеризуются широким развитием известняков, содержащих обильные остатки беспозвоночных. Руководящими формами среди них являются *Indospirifer maritimus* NaI., *Eospirifer vetuloides* NaI., *Spirifer* (*Elytha*) *aculeata* Schner., *Chonetes sarcinulata* Sch. и др. На Северном острове, по данным Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец (1951 г.), эйфельский ярус расчленен на две свиты. Нижняя — сложена песчаниками и кварцитами, залегающими на размытой поверхности пород нижнего девона. Верхняя свита состоит из известняков, чередующихся с глинистыми сланцами и песчаниками. В известняках встречается фауна брахиопод *Elytha aculeata* Schner. Мощность эйфельского яруса около 300 м. Отложения живетского яруса представлены главным образом известняками и глинистыми сланцами, с остатками брахиопод *Eorecticularis maureri* Holz., *Atrypa plana*

Keys, *Calceola sandalina* Lam., табулят *Thamnopora cylindrica* Tchern., *Favosites* ex gr. *goldjussi* Ogb. и др. Мощность живетского яруса 300 м, а всего среднего девона — около 600 м.

Верхнедевонские отложения имеют наиболее широкое распространение. По фаунистическим остаткам среди них выделяются франский и фаменский ярусы. Франский ярус на Южном острове представлен песчаниками, глинистыми сланцами с залежами диабазов и туфов, перекрываемых известняками с *Hypothyridina cuboides* Sow., *Schizophoria striatula* Sch. и др. Мощность отложений колеблется от 200 до 1000—1400 м. На Северном острове, по данным Г. Д. Белякова и Ю. С. Бушканец, развиты агломеративные туфы, песчаники и кварциты, а также глинистые сланцы, переслаивающиеся с известняками. Мощность франского яруса здесь около 1650 м. Фаменский ярус характеризуется известняками с фауной *Cyrtospirifer* aff. *archiaci* Mutsch., *Cyrtospirifer* aff. *lenticulum* Verp. и др. Мощность франского яруса 400 м.

На северо-восточном берегу Северного острова Новой Земли (в районе мыса Медвежьего и Ледяной Гавани), по данным Б. В. Милорадовича [3], разрез верхнего девона начинается пачкой серых, местами коксолостных песчаников, переслаивающихся с глинистыми сланцами. Здесь найдена фауна *Spirifer* ex gr. *verneuli*, *Cyrtospirifer* sp., характерная для франского яруса. Выше располагаются известковистые песчаники с прослоями гравелита, сменяющиеся вверх по разрезу известняками. Общая мощность верхнего девона около 400 м. На северо-восточной оконечности того же острова А. Н. Наумовым и В. И. Бондаревым в 1953 г. в результате сопоставления с разрезом, установленным Б. В. Милорадовичем, также были выделены верхнедевонские отложения. Нижняя часть толщ представлена, главным образом, глинистыми сланцами, переслаивающимися с известковистыми алевролитами и известняками. Верхний разрез составляют известняки и доломиты с прослоями глинистых сланцев и кварцито-глинистых песчаников. В известняках встречена фауна кораллов *Megaphyllum* aff. *arcticum* (Meek), характерная для франского яруса.

Из приведенной выше характеристики видно, что на протяжении всего девона на западном побережье Новой Земли существовал обширный морской бассейн, в котором отлагались главным образом карбонатные отложения. Появление терригенного материала в среднем девоне Северного острова Новой Земли (на севере), а также преобладающее развитие сланцев, песчаников, алевролитов в верхнем девоне на северо-востоке того же острова свидетельствует о том, что на протяжении второй половины среднедевонской и почти всей верхнедевонской эпох к востоку от Новой Земли располагалась суша, откуда и происходил снос терригенного материала. В первой половине среднего девона как на Новой Земле, так и на западе Северной Земли происходило формирование карбонатных отложений, мощность которых измеряется от 150 до 300 м. В обоих районах, как это подчеркивает С. В. Черкесова, наблюдается большое сходство фауны брахиопод, особенно эйфельского яруса. Судя по литологическому составу, общности фаунистических остатков и примерно одинаковым мощностям можно предположить, что в начале среднедевонской эпохи, по-видимому, существовала связь между морскими бассейнами, занимавшими западные части Новой Земли и Северной Земли. В дальнейшем эта связь была нарушена, что находилось в зависимости от происходивших в середине среднего девона поднятий, вызвавших обмеление Североземельского залива, а возможно и его полное отчленение от основного девонского моря, занимавшего обширные пространства северо-западной части современного Арктического бассейна.

Характерной и отличительной особенностью истории геологического развития Северной Земли (в девонское время) является полное отсут-

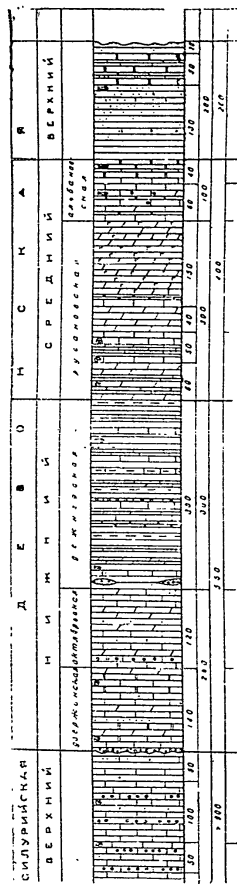


Рис. 1. Стратиграфическая колонка девонских отложений западной части архипелага Северной Земли (о. Пионер).

К югу от Шпицбергена, на о. Медвежий также установлены песчаники древней красной фации, которые Х. Фребольд относит к верхнему

стви каких-либо магматических проявлений.

На Шпицбергене по данным Х. Фребольда [5] девонские отложения представлены, так называемой, древней красной фацией, частично континентального и морского происхождения. К нижнему девону предположительно относятся свиты Вудбей (Woodfjord) и Грейхук, согласно налегающие на свиту Радбей, которая объединяет отложения верхнего даунтона и диттона.

Свита Вудбей состоит из серых песчаников, красных и коричневых известковых песчаников и красных песчаников. Свита охарактеризована остатками фауны остракод и рыб *Giganthaspis* и *Arctaspis*, на основании которых она была отнесена к нижнему девону. Х. Фребольд после находок рыб *Homonotius* и *Heterostius* считает более правильным отнести часть свиты Вудбей и вышележащую свиту Грейхук к среднему девону. Мощность свиты 2000—3000 м.

Свита Грейхук сложена серыми песчаниками, содержащими фауну гастропод, остракод и рыб рода *Arthrodren*. Местами в песчаниках встречаются остатки растений. Мощность свиты около 1000 м.

Выше располагается свита Вийдбей, которая состоит из светлых серых песчаников, мощностью в 500 м. В песчаниках, кроме остракод и флористических остатков, найдены фрагменты рыб *Psammosteiden*, чешуйки *Crossopterygiern* (*Rhizodontiden*), а также остатки *Homonotius* и *Heterostius*. Мощность свиты 500 м. По мнению Х. Фребольда свита Вийдбей, верхняя часть свиты Вудбей и Грейхук должны быть отнесены скорее к среднему девону, чем к нижнему.

По данным Е. М. Люткевича [2] верхнедевонские отложения на Шпицбергене установлены в районе горы Пирамиды. Здесь они представлены красными, зелеными и серыми песчаниками с остатками рыб, характерных для верхнего девона. Мощность этих отложений Е. М. Люткевичем не приводится.

девону. Нижняя часть разреза сложена конгломератами с чешуйками *Holoptichius* и *Asterolepis*. Выше располагаются песчаники и песчано-глинистые сланцы, которые в свою очередь перекрываются «свитой Мизери», содержащей ряд угольных пластов. Средняя часть девона о. Медвежьего также состоит из песчаников и конгломератов, но без угольных пластов. Разрез венчает верхняя угольная свита, сложенная песчаниками и сланцами, которая возможно относится к низам карбона. Мощность девона непостоянна и изменяется от 100 м на юге острова до 360 м — на севере.

Характерной особенностью Шпицбергена и о. Медвежьего является полное отсутствие в девоне каких-либо магматических проявлений.

Таким образом, судя по литологическому составу девонских отложений и содержащимся в них фаунистическим остаткам, условия осадконакопления в девоне как на Шпицбергене, так и на о. Медвежем, были, примерно, такими же, как и на Северной Земле. Широкое развитие фации красноцветных песчаников, наличие панцирных рыб, в зоне литорали и в пресноводных пересыхающих бассейнах, свидетельствует о том, что в девонскую эпоху в этой части Полярного бассейна существовали одинаковые физико-географические условия среды.

Преобладающее развитие красноцветных терригенных образований на Шпицбергене и о. Медвежем и их более спокойное, по сравнению с нижнепалеозойскими отложениями, залегание указывает на то, что в этом районе в отличие от Новой Земли, где наиболее широкое распространение имеют морские карбоновые фации, формирование девонских отложений происходило в иной тектонической обстановке. Спокойное залегание среднего и верхнего палеозоя на Шпицбергене и постепенное уменьшение интенсивности складчатости с запада на восток, в сторону подольного продолжения Русской платформы, отсутствие каких-либо магматических проявлений в девоне, говорит о том, что формирование девонских отложений и последующие тектонические движения происходили, по всей вероятности, в краевой част: платформы (Русской). Если обратиться к западной части Северной Земли, то картина, установленная для девона Шпицбергена, здесь будет аналогичной, если не более полной, так как характер структур, уменьшение интенсивности складчатости с востока на запад, выявляется с наибольшей отчетливостью. Таким образом, и на Северной Земле в девонскую эпоху осадконакопление и тектонические движения также происходили в краевой части платформы (Карской), которая, возможно, являлась частью Русской платформы. На Новой Земле, в отличие от Северной Земли и Шпицбергена, осадконакопление и формирование линейных складчатых структур в девонскую эпоху происходило в геосинклинальных условиях. Не исключена возможность, что Уральско-Новоземельская геосинклинальная зона не имела своего продолжения на северо-востоке и «слепо» заканчивалась в теле единой Русско-Карской платформы.

ЛИТЕРАТУРА

1. Анискин Н. П., Гусев А. Н. Геологический очерк юго-западной части Таймырского полуострова. Труды Аркт. инст., т. 140, 1939.
2. Люткевич Е. М. Геологический очерк и проблемы угленосности горы Пирамиды острова Шпицбергена. Труды Аркт. инст., т. 66, 1937.
3. Милорадович Б. В. Геологический очерк северо-восточного побережья Северной Земли. Труды Аркт. инст., т. 38, 1936.
4. Наливкин Д. В. Палеогеография палеозоя Арктики. Межд. геол. конгр., труды XVII сессии, т. 5, М — Л., 1937.
5. Hans Frebald. Geologie des barentsschelfes. Academie-verlag, Berlin, 1951.

А. И. ИВАНОВ

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ПЕРМОТРИАСОВЫХ ЭФФУЗИВНЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ТАЙМЫРСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Эффузивные породы, распространенные на Таймырском полуострове, изучались многими геологами, работавшими здесь в различные годы. Однако, по сравнению с осадочными отложениями Таймырского полуострова, они менее изучены, что в значительной степени связано с трудностью стратификации вулканогенных образований вообще.

До сих пор отсутствуют достаточно полные разрезы эффузивной толщи, так же как нет и полной определенности в ее возрастной характеристике и единого мнения о взаимоотношении эффузивной толщи с нижележащими отложениями.

Большая часть исследователей Таймыра склонна относить эффузивную толщу к пермотриасу, считая формирование ее непрерывным от конца перми до начала триаса включительно. Другие исследователи считают возраст эффузивных образований верхнепермским. И, наконец, существует мнение, по которому эффузивная толща относится к триасу.

Такое различие во взглядах на возраст эффузивных образований объясняется, главным образом, явно недостаточной охарактеризованностью их органическими остатками, а также недостаточным количеством данных о взаимоотношении эффузивных образований с выше- и нижележащими отложениями.

До сих пор лишь в одном пункте, в районе бухты Слободской на западном Таймыре А. И. Козловым в основании эффузивной толщи были найдены пеллециподы татарского яруса верхней перми.

О взаимоотношении эффузивной толщи с вышележащими отложениями известно лишь то, что ее с кажущимся согласием перекрывают нижнетриасовые отложения. Таким образом, можно сделать вывод, что возраст эффузивных образований определялся в основном косвенным образом.

Относительно условий залегания эффузивной толщи на нижележащих отложениях существуют следующие мнения.

1. Эффузивная толща согласно залегает на верхнепермских отложениях.
2. Эффузивная толща залегает на размытой поверхности верхнепермских отложений без углового несогласия.
3. Эффузивная толща залегает на нижележащих отложениях с угловым несогласием.
4. Существуют две эффузивные толщи, разделенные угловым несогласием, нижняя, залегающая согласно на верхнепермских отложениях, отнесена к концу верхней перми; верхняя толща — к триасу.

Следует отметить, что везде на Таймырском полуострове, где непосредственно в обнажениях наблюдалось взаимоотношение эффузивных

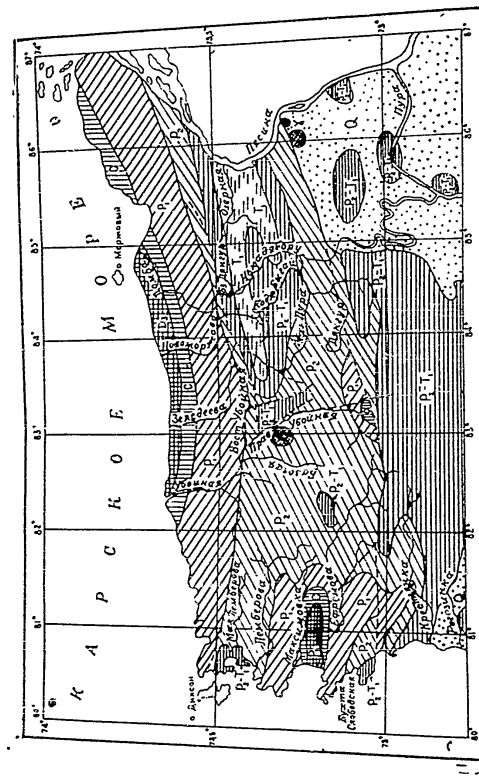


Рис. 1. Геологическая карта Западного Таймыра. Масштаб 1:500 000.
 1 — эффузивные породы пермского и триасового возраста;
 2 — осадочные породы пермского и триасового возраста;
 3 — эффузивно-осадочные породы пермского и триасового возраста;
 4 — осадочные породы пермского и триасового возраста;
 5 — осадочные породы пермского и триасового возраста;
 6 — осадочные породы пермского и триасового возраста;
 7 — осадочные породы пермского и триасового возраста;
 8 — гранито-диориты;
 9 — линии тектонических нарушений.

образований с нижележащими отложениями, устанавливалось согласное залегание эффузивной толщи на верхнепермских осадках.

Вывод же о несогласном залегании эффузивной толщи на нижележащих отложениях основан в лучшем случае, как например у Е. М. Люгкевича, на таких косвенных данных, как меньшая степень дислоцированности эффузивных образований по сравнению с нижележащими верхнепермскими отложениями и несоответствие в некоторых случаях углов падения пород эффузивной толщи и подстилающих ее верхнепермских отложений. Заметим, что различная дислоцированность эффузивных образований и подстилающих их отложений может быть обусловлена различной компонентностью этих толщ, а несоответствие в углах падения могло быть вызвано последующими разрывными тектоническими нарушениями, широко, как это выяснилось в последние годы, развитыми на Таймыре.

Большинство же сторонников углового несогласия исходят почти исключительно из предвзятой идеи о проявлении на Таймыре пфальдской фазы варисской складчатости на границе перми и триаса, иногда используя при этом некоторые неправильные сведения. К последним следует отнести данные Л. С. Пузанова, Н. Э. Губаревой и О. Т. Преображенской, ошибочность которых доказана И. М. Мигасем и Л. А. Чайкой.

В 1954 г. автор статьи производил геологическую съемку масштаба 1 : 200 000 в бассейне рр. Восточной Убойной и Малой Пуры, где широко развиты эффузивные образования (рис. 1). Они слагают мульдву крупной Лыльской синклинали и представлены покровами лав основного состава, чередующимися с прослоями и пачками туфов, туффитов и, реже, туфо-песчанников. Общая мощность эффузивной свиты здесь около 750 м.

Здесь, в восточной части плато Лылы, был составлен разрез эффузивной свиты, который является одним из наиболее полных для Таймырского полуострова.

По фациально-литологическим признакам эффузивная свита в исследованном районе разделена на две подсвиты: нижнюю, мощностью около 500 м, и верхнюю — мощностью 250 м.

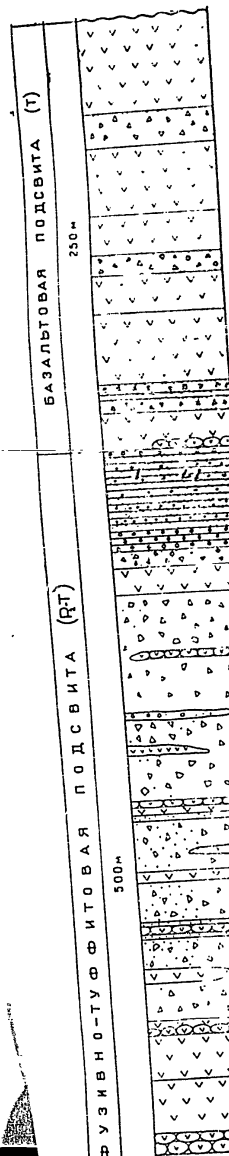
Эффузивная свита согласно залегает на флористически охарактеризованной угленосной свите верхней перми, завершая собой верхнепермский седиментационный цикл. Верхняя часть угленосной свиты является аналогом выделяемой на Западном Таймыре В. П. Тебенюковым и Н. А. Шведовым бражниковской подсвиты.

В основной своей части эффузивная свита до сих пор не была охарактеризована органическими остатками. Автор обнаружил в туффитовой пачке, залегающей в верхней части нижней эффузивно-туффитовой подсвиты, триасовую флору хорошей сохранности, что позволило отнести шенно согласно залегает на туффитовой пачке, содержащей остатки триасовой флоры, и имеет одинаковый с нижней подсвитой состав лав и чья подсвита имеют тесную генетическую связь. Ниже приводится более подробная характеристика эффузивной свиты восточной части плато Лылы.

нижняя — эффузивно-туффитовая подсвита (P₂-T)

Во многих обнажениях непосредственные наблюдения над взаимоотношением между эффузивной и верхней угленосной свитами, так же как и замеры залегания пород этих двух свит вблизи их границы, позволили установить ~~согласное залегание~~ эффузивной свиты на угленосной свите верхней перми.

Во время образования эффузивной толщи сохранялся тот же лагун-



что и во время образования верхней угленосной свиты, с которыми связано залегание эффузивных образований при общем согласном залегании их на верхнепермских отложениях. В период формирования нижней свиты исследованный район испытывал, по подсчиткам, которые обуславливали наличие водных и наземных условий осадконакопления; разрезом нижней подсвиты, представленной базальтовыми лав и туфов с прожилками (спилитами) и туффитами.

лавовым покровом и подстилается шпалом.

подсвита несколько не соответствует началу так как в подстилающих нормально-осадогенных материалах. В большинстве случаев нет спилитов (рис. 2).

ручья — правого истока р. Малой Пуры, — плато Лылы наблюдалось согласное залегание песчанников.

левосторонние, с примесью вулканического серого тонкокристаллического.

Среди песчинок ипата (плагноклаза) присутствуют в виде лакическое, стекло и базальт. Цемент по-ным, хлоритово-карбонатный . . . 13 м.

е, мелкозернистые, кослоистые, темнокими, (около 0,5 см) прослоями темных ыми остатками . . . 9 м.

тонкокристаллические, известковые . . . 5 м.

е с примесью вулканического материала, млитчатые . . . 8 м.

ая осипь из обломков спилита . . . 4,5 м.

ато, серого, мелкокристаллического и скры-и-скорлуповатой отдельностями. Спилит одлись многочисленные микроскладки и скопления, а также тонкие кварцево-т-представляет собой гналокристалличе-и является переходной между микроинтер-трав, спилита входят: альбит, хлорит, кар-магнетит) и лейкоксен.

Породы и присутствует в виде лейт и одложенных среди базиса, который пред-лизации основного стекла — хлоритом, омго которому развивается лейкоксен. ова имеет более массивное сложение без . . . 14 м.

омощный покров гналобазальтов с мине-рко выраженной в верхней части ько катаклазированы, развиты тонкими кальцитом и хлоритом. Миндалиты в ралами. Порода имеет микролитовую, стур, и состоит из темно-бурого оснво-ются редкие микролиты и лейсточки того, в стекле в расплывленном состоянии . . . 10 м.

темно-серого цвета. В нижней части жена шаровая и скорлуповатая отдель-душечное сложение лав.

образований с нижележащими отложениями залегание эффузивной толщи на верхних отложениях основан в лучшем случае на таких косвенных данных, как взаимоотношения эффузивных образований по отношению к пермским отложениям и несоответствие падения пород эффузивной толщи и ее отложений. Заметим, что различная дислокация и подстилающих их отложений различной компонентностью этих толщ, а могло быть вызвано последующими разрывами, широко, как это выяснилось в Таймыре.

Большинство же сторонников углов исключительно из предвзятой идеи о прерванной фазы варисской складчатости на г. используя при этом некоторые неправильные данные Л. С. Пузанова, Н. женской, ошибочность которых доказана.

В 1954 г. автор статьи производил геологическую съемку в бассейне рр. Восточной Убы и Западной Лымынской синклинали и представил состав, чередующимся с прослоями и разрезы туфо-песчаников. Общая мощность — 750 м.

Здесь, в восточной части плато Лымынской свиты, который является одним из мысского полуострова.

По фациально-литологическим признакам доданном районе разделена на две подсвиты 500 м, и верхнюю — мощностью 250 м.

Эффузивная свита согласно залегает и зованной угленосной свите верхней пермской седиментационный цикл. Верхняя часть аналогом выделяемой на Западном Таймыре Н. А. Шведовым бражниковской подсвиты.

В основной своей части эффузивная свита терригенная органическими остатками. Автосадочная, залегающая в верхней части нижней свиты, триасовую флору хорошей сохранности нижнюю подсвиту к пермо-триасу. Верхняя часть согласно залегает на туфитовой триасовой флоры, и имеет одинаковый с ней пирокластического материала, следует отметить подсвиты имеют тесную генетическую связь подробная характеристика эффузивной свиты Лымы.

НИЖНЯЯ — ЭФФУЗИВНО-ТУФИТОВАЯ (P₂—T)

Во многих обнажениях непосредственные взаимоотношения между эффузивной и верхней угленосной и замеры залегания пород этих двух свит позволяют установить согласно залегание эффузивной свиты верхней пермской.

Во время образования эффузивной толщи

ло-континентальный режим, что и во время образования верхней угленосной свиты. Отсюда становятся ясными причины, с которыми связано установленное в некоторых местах залегание эффузивных образований на размытой поверхности при общем согласном залегании их на верхнепермских угленосных отложениях. В период формирования нижней эффузивно-туфитовой подсвиты исследованный район испытывал, по-видимому, некоторые мелкие колебания, которые обуславливали наличие в различных его частях, то водных, то газменных условий осадконакопления. Это подтверждается самим разрезом нижней подсвиты, представляющим чередование континентальных базальтовых лав и туфов с продуктами подводных излияний (спилитами) и туфитами.

Нижняя подсвита начинается лавовым покровом и подстилается конгломератами либо песчаниками.

Нижняя граница данной подсвиты несколько не соответствует началу вулканической деятельности, так как в подстилающих нормально-осадочных породах встречается туфогенный материал. В большинстве случаев в основании подсвиты залегают спилиты (рис. 2).

Так, например, в бортах ручья — правого истока р. Малой Пуры, — прорезающего южный склон плато Лымы, наблюдалось согласно залегание спилитов на полимиктовых песчаниках.

1. Песчаники кварцево-полевошпатовые, с примесью вулканического материала, среднезернистые, серые, тонкоплитчатые. Среди песчинок помимо кварца и полевого шпата (плагноклаза) присутствуют в виде единичных зерен основное вулканическое стекло и базальт. Цемент поровый в сочетании с базальным, хлоритово-карбонатный . . . 13 м.

2. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, косослоистые, темно-серые, тонкоплитчатые с тонкими (около 0,5 см) прослоями темных угленосных станиц и растительными остатками . . . 9 м.

3. Алевролиты темно-серые, тонкоплитчатые, известковые . . . 5 м.

4. Песчаники полимиктовые с примесью вулканического материала, среднезернистые, серые, тонкоплитчатые . . . 8 м.

5. Элювиально-делювиальная осыпь из обломков спилита . . . 4,5 м.

6. Покров спилита, зеленовато-серого, мелкокристаллического и скрытокристаллического с шаровой и скорлупчатой отдельности. Спилит катаклазированный, в нем наблюдались многочисленные микроскладки и мелкие подвижки с зеркалами скольжения, а также тонкие кварцево-кальцитовые прожилки. Спилит представляет собой гналокристаллическую породу, структура которой является переходной между микроинтерсерпальной и спилитовой. В состав спилита входят: альбит, хлорит, карбонат, рудный минерал (титано-магнетит) и лейкоксен.

Альбит составляет около 35% породы и присутствует в виде лейст и микролитов, беспорядочно расположенных среди базиса, который представляет продукты раскристаллизации основного стекла — хлоритом, карбонатом и рудным минералом, по которому развивается лейкоксен. Верхняя часть спилитового покрова имеет более массивное сложение без шаровой отдельности . . . 14 м.

7. На спилитах залегает маломощный покров гналобазальтов с миндалекаменной текстурой, наиболее ярко выраженной в верхней части покрова. Гналобазальты несколько катаклазированы, разбиты тонкими трещинами, которые выполнены кальцитом и хлоритом. Миндалиты в породе сложены этими же минералами. Порода имеет микролитовую, участками гналопелитовую структуру, и состоит из темно-бурого основного стекла, в котором располагаются редкие микролиты и лейсточки плагноклаза (№ 48—53). Кроме того, в стекле в расплавленном состоянии содержится рудный минерал . . . 10 м.

8. Покров спилита зеленовато-темно-серого цвета. В нижней части покрова в спилитах хорошо выражена шаровая и скорлупчатая отдельности, которые подчеркивают подушечное сложение лав.

Мощность этой части покрова около 6 м.

Спилиты, особенно в периферии подушек, сильно брекчированы сетью тонких трещин, в большинстве своем радиальных и концентрических, также мелкими подвижками с зеркалами скольжения. Спилит слабо раскристаллизован, состоит из нацело хлоритизированного, в меньшей степени карбонатизированного стекла и беспорядочно расположенных в нем лейт альбита (30%). Кроме того, в породе, как результат авто-метаморфизма, встречаются небольшие участки и отдельные зерна кварца. Структура породы спилитовая.

Выше в породе отсутствует подушечное сложение и она становится более пористой, причем пористость увеличивается по направлению к кровле покрова. Эта часть покрова, имеющая мощность 30 м, сложена породой, представляющей собой переходную разность между спилитом и базальтом — измененный альбитизированный базальт. Порода имеет миндалекаменную текстуру. Структура спилитовая с участками гиалопилитовой, состоит на 40—60% из основного, в сильной степени хлоритизированного плагиоклаза, часто альбитизированного. В миндалинах — хлорит и кальцит 36 м

9. Элювиальная осыпь из обломков андезито-базальта 5,5 м.

10. Покров андезито-базальта темно-серого, плотного с толстошпигчатой отдельностью. Верхняя и нижняя части покрова закрыты осыпью. Андезито-базальт имеет интересную пойкилофитовую структуру и состоит на 50% из плагиоклаза — андезина № 45, на 25—30% из моноклинного пироксена (авгита), на 20% из основного вулканического стекла и на 5% из рудного минерала. Эти андезито-базальты занимают около 36 м мощности покрова.

В верхней части покрова содержание стекла увеличивается до 80—90%, и порода переходит в гиало-андезито-базальт с миндалекаменной текстурой, который занимает 7 м мощности 43 м.

Выше лежащие горизонты на западе района наблюдались лишь в разрозненных обнажениях спилитов, базальтов, туфов, туффитов, чередующихся с элювиально-делювиальными россыпями этих пород и задернованными участками.

Из наблюдений над этими разрозненными выходами строение нижней подсыпки эффузивной свиты представляется как чередование лав основного состава, базальтов и спилитов, с туфами и туффитами. Причем удельный вес тех или иных пород в разрезе не одинаков по всей площади развития вулканогенных образований.

Так, например, наблюдается увеличение роли прокластических пород на восток и их явное преобладание в разрезе описываемой подсыпки в восточной части района (в районе озер Ньюадябору и Дянгур). Наиболее полный разрез данной подсыпки наблюдался в восточной части изученного района в обнажениях на левобережье р. Малой Пуры, ее левым притоком Кодя-Бигаи и Ньюадябору и в верховье р. Домбы.

Основание нижней подсыпки и подстилающие ее горизонты обнажаются на левом берегу р. Малой Пуры, в двух километрах ниже по течению от места впадения в нее р. Дянгур.

1. Внизу лежат конгломераты полимиктовые, мелкогалечные. Цемент песчаный, базального типа. В цементе присутствует примесь туфогенного материала — мелкие (0,5 мм) обломки вулканического стекла и гиало-базальта, а также хлорита. Гальки средней окатанности, по составу кварцевые, кварцитовые, алевролитовые, долеритовые, кремнистые. Размер их 1—3 см в диаметре. Форма галек округлая, яйцевидная, уплощено-округлая 2 м.

2. На конгломератах согласно залегает покров базальтов. В нижней части покрова мощностью 1,5 м базальты очень слабо раскристаллизованные, темно-серые, плотные, состоящие на 95% из основного вулка-

нического стекла и на 5% из плагиоклаза — лабрадора в виде лейт и микролитов.

Выше базальты более раскристаллизованные, темно-серые, плотные. Содержание стекла в них уменьшается до 70%. Нижний контакт базальтов горячий, конгломераты вблизи него (на несколько сантиметров мощности) слегка ороговкованы 5 м.

3. Песчистый туффит (туфогенный конгломерат). Кластический материал представлен базальтом, андезитом, спилитом, основным вулканическим стеклом, микрокварцитом, плагиоклазом, кварцем. Последний присутствует обычно в цементующей песчанистой массе в виде мелких, угловатых зерен. Обломки слабо окатаны, мелкие зерна (кварца и плагиоклаза) часто угловатые. Размер обломков 2—8 см. В цементе, в значительном количестве присутствует хлорит 11,5 м.

Более высокие горизонты, после перерыва в обнажении в 25 м по мощности, наблюдались в 1 км ниже по р. Малой Пуры. Здесь стратиграфически снизу вверх обнажаются:

1. Базальтовый покров. В нижней части покрова (около 11 м мощности) базальты мелкозернистые, слабо раскристаллизованные, состоят из плагиоклаза — лабрадора (20%), основного вулканического стекла темно-бурого цвета (75%) и небольшого количества (5%) моноклинного пироксена в виде микроскопических зерен. Структура породы гиалопилитовая. Базальты несколько катаклизированные. В них наблюдались многочисленные зеркала скольжения. Средняя часть покрова (около 20 м мощности) закрыта элювиально-делювиальной осыпью, выше которой наблюдались аналогичные стекловатые, темно-серые базальты. Но здесь они менее нарушены и содержат небольшое количество кварцево-кальцитовых минералов 40 м.

2. Покров спилита. Спилит представляет собой зеленовато-серую миндалекаменную породу, состоящую на 70% из альбита, 25% из хлорита, почти полностью замещающего стекло. В небольшом количестве (5%) в породе содержится кальцит и рудный минерал. Количество минералов в кровле покрова заметно увеличивается (от 8 до 30%) 13 м.

3. Базальтовый покров. Базальты в нижней части покрова темно-серые, мелкозернистые, трещиноватые, с зеркалами скольжения. Состоят из плагиоклаза (андезина — лабрадора) 50%, титано-авгита — 30%, основного вулканического стекла бурого цвета, частично хлоритизированного — 20%, титано-магнетита — 2%. Структура породы интересная пойкилофитовая. Средняя часть покрова мощностью 6 м, закрыта делювиальной осыпью. Вблизи кровли покрова (выше осыпи) базальты стекловатые, миндалекаменные, зеленовато-серые, состоящие из хлоритизированного стекла — 75% и плагиоклаза — 25%. В миндалинах кварц, кальцит, реже цеолит 30 м.

4. Делювиальная осыпь из обломков базальтов и гиалобазальтов 10 м.

5. Базальтовый покров. Базальты темно-серые, мелкозернистые, с ясно выраженной пластовой отдельностью. Состоят из плагиоклаза (№ 50—53), моноклинного пироксена (авгита), основного вулканического стекла и в небольшом количестве рудного минерала. Структура породы интересная. Почва и кровля покрова закрыты делювиальной осыпью базальтов и гиалобазальтов 25 м.

6. Делювиально-элювиальная осыпь базальтов и пористых миндалекаменных гиалобазальтов. Последние, по-видимому, слагают верхнюю часть вышеописанного базальтового покрова 2 м.

7. Покров спилита, переходящего в верхней части в гиалобазальт. Нижняя часть покрова мощностью 4—5 м представляет собой сильно измененную породу, состоящую из нацело хлоритизированного стекла и лейт альбита. В небольшом количестве (3—5%) в породе содержится моноклинный пироксен в виде мелких зернышек. Структура породы апо-

интерсертиальная. Верхняя часть породы сложена пористыми миндалекаменными гналобазальтами, состоящими из бурого основного вулканического стекла (75—80%), плагноклаза (андезина-лабрадора) — 15% и моноклининого пироксена — 8%, миндалины округлые, размером 1—5 мм, в верхней части покрова занимают до 30% объема породы и выполнены кварцем, кальцитом, хлоритом и цеолитом 8 м.

Разрез в этом обнажении венчат элювиальные развалы базальтов, сменяющиеся задернованной поверхностью.

Выше, судя по разобитым друг от друга обнажениям и элювиальным высыпкам, залегает пачка, сложенная исефитовыми туфами основного состава с прослоями туфитов и лавовыми покровами, базальтовыми и спилитовыми. Преобладающее положение в этой пачке занимают туфы, которые наиболее хорошо обнажены в долине ручья, впадающего с юга в озеро Дянгур.

Здесь по обоим берегам, в обрывах высотой 15 м, наблюдались аломеративные туфы, темно-серые, слабосцементированные, неслоистые и слабоослоистые, с угловатыми обломками размером от 0,3—5 до 25 см, которые составляют от 40 до 80% породы. Иногда обломки в породе распределены неравномерно, сильно сгущены в отдельных горизонтах, обуславливая грубую слоистость в породе.

В обломках присутствуют: основное вулканическое стекло, бурое и зеленоватое, гналобазальт и базальт, спилит и изредка (единичные обломки) песчанники и микрокварциты. Цемент порового или базальтового типа, состоит из мелкокластического агрегата вулканического стекла, мелкошпигчатого агрегата хлорита с небольшими участками карбоната, цеолита, пренита и гипса. Иногда в цементе среди мелкокластического агрегата вулканического стекла присутствуют мелкие и угловатые зерна плагноклаза, кварца и пироксена. Нередко в этой части разреза встречаются пестроокрашенные (красноватых и зеленоватых штегов) туфы.

На правобережье р. Няндябору, в верхнем ее течении наблюдались базальтовый и спилитовый покровы, залегающие в средней части описываемой пачки.

1. Темно-серые, плотные псефитовые туфы, основного состава. Заметно уменьшение размера обломков к верхним горизонтам, от 1—6 см — внизу до 0,2—1 см вверху 3,5 м.

2. Зеленоватые-серые туфиты, среднезернистые, до мелкозернистых, плотные, слоистые, плитчатые. Структура псаммитовая и исефит-псаммитовая. Цемент преимущественно хлоритовый базальтового типа. Кластический материал представлен главным образом основным вулканическим стеклом (65—70% всех обломков), реже спилитом, базальтом, плагноклазом. Обломки заглажены (без резких углов) и слабо окатаны. Граница туфитов с нижележащими туфами нечеткая 0,2 м.

3. Базальтовый покров. Поверхность нижнего контакта его песчало доистая. Эндоконтактная зона — мощностью 25 см — представлена сильно пузыристым стекловатым базальтом с миндалинами кальцита, реже кварца и цеолита. Базальт в этой части покрова состоит главным образом из основного вулканического стекла (85%), а также редких микролитов и мелких лейт плагноклаза и зерен моноклининого пироксена. Структура породы гналопеллитовая. Выше количество стекла уменьшается до 35—25%, количество плагноклаза и пироксена соответственно увеличивается (первого до 30%, второго до 45%).

Структура породы в средней и верхней частях покрова интерсертиально-пойкилофитовая. Текстура массивная, пятнистая 3 м.

4. Спилитовый покров с подушечным сложением. «Подушки» имеют шарообразные и уплощенно-сферические формы. Размер отдельных подушек 0,4—1 м. Центральная часть их сложена стекловатой, плотной, массивной, малозмененной породой, представляющей собой базальт с

альбитизированным плагноклазом и хлоритизированным стеклом. Периферия «подушек» сложена тиничным спилитом, представляющим собой гналокристаллическую породу зеленовато-серого цвета с голубоватым оттенком. Порода состоит из полностью хлоритизированного стекла с редкими длинными лейстами и микролитами альбита. Текстура в периферийных частях «подушек» миндалекаменная. Между «подушками» порода сильно выветрелая с многочисленными прожилками и крупными миндалинами кальцита, реже кварца. Она обычно состоит из хлорита, карбоната, иногда эндота. Нередко между подушками имеются полости, почти целиком выполненные кварцем и кальцитом 3 м.

Выше залегают псефитовые туфы, среди которых обнаруживаются маломощные, по-видимому, невидержанные по простиранию лавовые покровы и прослои туфитов.

Общая мощность описываемой пачки около 300 м. Верхняя часть подвита наиболее хорошо представлена в обнажениях на левом берегу ручья, впадающего с запада в озеро Дянгур и в верховьях р. Малой Пуры.

По этим обнажениям составлен следующий разрез:

1. На псефитовых туфах основного состава залегает базальтовый покров. Нижняя приконтактная часть покрова представляет собой туфолаву, образовавшуюся в результате захвата обломков из подстилающих туфов. Выше порода не содержит посторонних включений и состоит из частично измененного (хлоритизированного) вулканического стекла (80%), мелких лейт и микролитов альбитизированного плагноклаза и мелких зерен моноклининого пироксена. Эта порода слагает нижнюю часть покрова мощностью 4,5 м. Она близка к спилитам. Цвет породы зеленовато-светло-серый и иногда в ней наблюдается грубая шаровая отдельность. Среднюю и верхнюю часть покрова слагает темно-серый, мелкозернистый базальт, более раскристаллизованный и содержащий меньшее количество стекла (40—50%). Структура базальта пилотакситовая с участками микроинтерсертиальной. В этих частях покрова порода имеет толстоплитчатую отдельность 15 м.

2. Туфы псефитовые витролитокластические, серые и темно-серые, состоящие из угловатых обломков, основного вулканического стекла, гналобазальта, сцементированных микрокластическим агрегатом вулканического стекла и хлоритом 10 м.

3. Туфоконгломерат (псефитовый туфит), серый неслоистый, сравнительно илтиный. Состоит из слабо окатанных обломков, галек, редких хорошо окатанных валунов и туфогенного цемента, представленного кристалло-витролитокластическим агрегатом, хлоритом, реже карбонатом.

Размер галек и валунов колеблется от 2 до 50 см. Преобладающие размеры 10—30 см. Представлены валуны и галки гналобазальтом, базальтом, спилитом, долеритом, туфом, реже песчанником и алевролитом. Мощность 10 м.

4. Пачка переслаивающихся между собой туфитов различной зернистости. Туфиты, как правило, слоистые, зеленовато-серые, иногда красноватые, состоят обычно из слабо окатанных зерен основного вулканического стекла, плагноклаза, пироксена и кварца, сцементированных хлоритовым цементом, часто с примесью глинистого материала. Иногда значительную часть в цементе занимает микрокластический агрегат хлоритизированного вулканического стекла. Эта пачка туфитов завершает разрез нижней части исследованного эффузивного поля (в центре и на восток его) и является маркирующим горизонтом. Туфиты содержат растительные остатки 50 м.

В верховьях р. Малой Пуры собраны остатки флоры, которая, по определению Н. А. Шведова, не похожа на известную ему пермскую флору и относится, очевидно, к триасовому периоду.

Отсюда им определены: *Sphenopteris* (?) sp., *Cladophlebis* sp., *Sphenobaiera* (?) sp.

На основании этого определения можно сказать, что верхняя часть подсытита формировалась уже в триасе, в то время как начало ее формирования, по-видимому, относится к перми.

На туффитах залегают континентальные лавы основного состава, относимые уже к верхней подсытите. Иногда между туффитами и лавами встречаются маломощные спилитовые покровы.

ВЕРХНЯЯ — БАЗАЛЬТОВАЯ ПОДСВИТА (Т)

К началу формирования верхней — базальтовой подсытита установлен устойчивый континентальный режим. Поэтому в отличие от нижней подсытита, представляющей собой чередование наземных вулканических образований с подводными вулканогенно-осадочными образованиями, верхняя подсытита складывается, главным образом, из континентальных вулканогенных образований — базальтовых лав и их туфов. Лишь изредка в составе ее наблюдаются маломощные прослойки туффитов. При этом следует отметить, что базальтовые покровы занимают резко преобладающее положение в разрезе подсытита. Верхняя подсытита совершенно согласно залегают на нижней. Граница между ними устанавливается по кровле туффитовой пачки, содержащей остатки триасовой флоры. Наиболее хорошо верхняя подсытита обнажена на левом берегу р. Кодя-Бигаи, в средней части ее течения и в районе истоков р. Ньюодябору, где насчитывается до 6 базальтовых покровов мощностью 20—50 м каждый, между которыми иногда залегают туфы.

По этим обнажениям составлен следующий разрез базальтовой подсытита.

1. На туффитовой пачке залегают базальтовый покров. Иногда в основании его встречаются спилиты мощностью до 15 м. Базальт темно-серый, плотный, заметно раскристаллизованный, с хорошо выраженной толстоплитчатой и грубой столбчатой отдельностями. Структура порфировая с интерсертальной, реже гналопилитовой основной массой. Иногда структура интерсертально-пойкилофитовая. Во вкраплениях присутствует зональный плагноклаз и пироксен. Основная масса состоит из основного вулканического стекла, мелких лейт плагноклаза и зерен моноклинового пироксена. Текстура базальтов из нижней части покрова массивная. Количество стекла в верхней части покрова значительно увеличивается. Вблизи кровли покрова залегают уже гналобазальты. 20 м.

2. Элювиально-делювиальные свалы из обломков базальтов, гналобазальтов и туфов. На левом берегу р. Кодя-Бигаи, в средней части течения, над первым базальтовым покровом среди осипы встречены обломки и небольшой коренной выход туффитов зеленовато-серых, слоистых, среднезернистых. Здесь, по-видимому, среди туфов, покрывающих базальтовый покров, залегают прослойки туффитов. 20 м.

3. Базальтовый покров. Базальты в нижней части покрова плотные, темно-серые, мелкозернистые, с грубой столбчатой отдельностью, содержат редкие мелкие миндалины кальцита и халцедона. В верхней части покрова количество миндалины и их размеры увеличиваются. В верхней половине покрова базальты сильно пористые, миндалекаменные серые, зеленовато-серые, более измененные, переходящие к кровле покрова в пузыристые гналобазальты. Обычно вблизи кровли базальты разрушены и покрыты элювиально-делювиальной осипью.

Структура базальтов в нижней части покрова интерсертальная, в верхней — гналопилитовая и реже гналоновая. Составляют базальты из основного вулканического стекла, плагноклаза № 60 и моноклинового пироксена. В верхней части покрова вулканическое стекло резко преобладает

44

над другими составными частями (до 90% породы). Стекло, особенно вблизи кровли покрова, хлоритизировано.

Часто, кроме кварца и кальцита, миндалины выполнены цеолитом и хлоритом. 40 м.

4. Базальтовый покров. В нижней части покрова, мощностью 12 м, базальты массивные, мелкозернистые, плотные, темно-серые, с ясной столбчатой отдельностью. Структура интерсертальная. Составляют из плагноклаза № 50 (40—50%), моноклинового пироксена (35—40%), основного вулканического стекла (10—12%). В небольшом количестве (1%) присутствует рудный минерал. В верхней части базальты миндалекаменные, стекловатые, обычно сильно измененные (хлоритизированные, карбонатизированные). Цвет их зеленовато-серый. Кровля покрова закрыта осипью пористых гналобазальтов. 20 м.

5. Элювиально-делювиальная осипь, состоящая, главным образом, из обломков пористых, миндалекаменных базальтов, гналобазальтов, а также, в меньшей степени, зеленовато-серых, зеленовато-светло-серых, реже пестроцветных туфов базальта. 10 м.

6. Базальтовый покров. Нижнюю часть покрова, мощностью 10 м, составляют темно-серые, мелкозернистые базальты с ясной столбчатой отдельностью. Структура их интерсертальная и интерсертально-пойкилофитовая. Составляют базальты из основного вулканического стекла, моноклинового пироксена и плагноклаза. В верхней части покрова базальты миндалекаменные, измененные, очень слабо раскристаллизованные, либо скрыто кристаллические. Составные части их такие же, как и в нижней части покрова, но стекло резко преобладает над другими породообразующими минералами. Кроме того, в большом количестве появляются вторичные продукты (хлорит, карбонат, эпидот, окислы железа).

Кровля покрова закрыта осипью пористых миндалекаменных зеленовато-серых пестроцветных базальтов и гналобазальтов. 20 м.

7. Базальтовый покров. Базальты темно-серые, мелкозернистые, с неясной столбчатой отдельностью. Составляют из основного вулканического стекла, пироксена и плагноклаза. Структура интерсертальная и пойкилофитово-интерсертальная. К кровле покрова в базальтах возрастает количество миндалины, выполненных кальцитом, кварцем, халцедоном, цеолитом и хлоритом. 25 м.

8. Элювиально-делювиальная осипь, состоящая главным образом из обломков измененных пористых миндалекаменных базальтов зеленовато-серого цвета. Эта осипь, по-видимому, образовалась в результате разрушения самой верхней части покрова, сложенной пузыристыми лавами. Кроме того, в осипи встречаются обломки зеленовато-серых, кристалло-литовитрокладических туфов базальта. 25 м.

9. Базальтовый покров. Базальты плотные, мелкозернистые, темно-серые, с ясной тонкоплитчатой отдельностью. В нижней части покрова базальты имеют микроинтерсертальную структуру, переходящую кверху в интерсертальную и интерсертально-пойкилофитовую. Составляют базальты из плагноклаза № 55 (25—40%), моноклинового пироксена (25—40%), основного вулканического стекла (10—35%). Кроме того, в базальтах среди вулканического стекла содержатся мелкие округлые зернышки сильно измененного оливины.

В небольших количествах почти всегда в базальте присутствует рудный минерал. Следует отметить, что в средней части этого мощного базальтового покрова встречаются разности, очень похожие на долерит; в них содержится небольшое количество стекла (5—10%), заключенного в редких интерстициях.

Преобладающей структурой в этих породах является пойкилофитовая, которая сочетается с интерсертальной. В верхних частях покрова количество стекла несколько увеличивается. Самые верхние покровы, сло-

45

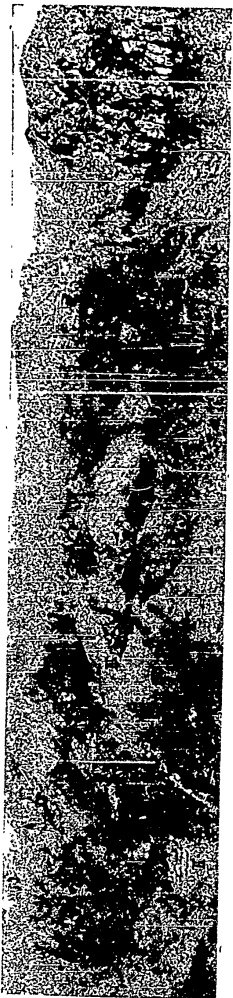


Рис. 3. Частное угловое несогласие внутри эффузивной свиты базальтового покрова (I) несогласие залегает на туфитах (II) и базальтах (III).

женные, по-видимому (по аналогии с нижележащими), пористыми и миндалекаменными базальтами, разрушены. На разрушенной поверхности верхнего базальтового покрова, среди элювиальной россыпи встречаются обломки пузыристых миндалекаменных базальтов и гналобазальтов . . . 50 м.

Как видно из приведенного разреза, базальтовая подсвита на 80—90% состоит из покровов базальтовых лав, чем и определяется ее название. Общая мощность этой подсвиты на исследованной площади — около 250 м.

Заключив описание эффузивной толщи пермотриса, выделяемой нами под названием эффузивной свиты, следует еще раз подчеркнуть, что как сама толща, так и нижележащие верхнепермские отложения относятся к единому непрерывному циклу осадконакопления. Необходимо отметить также наличие внутри эффузивной свиты угловых несогласий местного характера. Такое несогласие наблюдалось в левом приходе р. Малой Пуры, в ее верхнем течении. Здесь мощный базальтовый покров (азимут падения 310° , $< 15-20^\circ$) с угловым несогласием залегает на туфитах и базальтах, лежащих приблизительно горизонтально (рис. 3).

Туфиты вблизи контакта с базальтовым покровом ороговикованы. На поверхности контакта встречены облупившиеся растительные остатки. Среди туфитов наблюдались две базальтовые дайки. Нигде в других местах исследованной площади углового несогласия внутри эффузивной толщи не наблюдалось.

Подобные угловые несогласия, по мнению автора, ни в коем случае нельзя связывать с тектоническими движениями (складчатостью). Они обусловлены локальными размывами и часто бывают приурочены, как это показывают наблюдения над современными вулканами, к аппаратам извержения.

Формирование эффузивной свиты, как уже отмечалось, происходило непрерывно; оно началось во второй половине татарского времени и закончилось в триасе. Во время

формирования эффузивной свиты (так же, как и при накоплении нижележащих верхнепермских отложений) на фоне общего прогибания данного участка земной коры происходили мелкие колебания. Прогибание бассейна компенсировалось накоплением продуктов вулканических извержений и поэтому в начальную стадию формирования эффузивной свиты продолжали сохраняться существовавшие ранее лагунно-континентальные условия, которые затем при усилении вулканической деятельности сменились континентальными.

В первый этап вулканическая деятельность носила преимущественно характер взрывов, сопровождавшихся выбросами пирокластического материала. В это время, по-видимому, существовало мелководье с многочисленными островами, в большинстве своем вулканического происхождения. Затем, в связи с появлением разломов, эффузивная деятельность оживилась и ко времени формирования базальтовой подсвиты вошла в наиболее активную фазу.

Отсюда видно, что эффузивная свита сформировалась в результате извержений как трещинного, так и центрального типов. О наличии аппаратов извержения центрального типа свидетельствует присутствие большого количества пирокластического материала в разрезе нижней подсвиты (мощная пачка псефитовых туфов). На трещинный характер извержений указывает наличие лавовых покровов, выдержанных по мощности и распространенных на более или менее значительных площадях, главным образом, в широтном направлении. Последнее дает основание предполагать, что разломы, с которыми связаны излияния, имели близкое к широтному простирание. Трещинный тип извержений, особенно во время образования верхней подсвиты, преобладал над центральным, так как псефитовые туфы встречены, главным образом, в восточной части площади распространения эффузивной свиты и в разрезе занимают подчиненное положение.

Характерными чертами эффузивной свиты для всего Таймыра являются: присутствие наряду с лавами в нижней части эффузивной свиты различного рода туфогенных образований — туфов, туфитов, туфогенных песчаников, а также спилитов и резкое преобладание в верхней части свиты базальтовых лав.

Эффузивная свита наиболее широко и достаточно полно развита и хорошо обнажена за Западном Таймыре.

Полученные здесь основные данные по стратиграфии и условиям залегания эффузивной свиты, которые могут быть распространены на весь Таймыр, находятся в противоречии с выводами Т. П. Кочеткова, считающего, что формирование эффузивного комплекса приурочено к двум периодам: к верхней перми и к нижнему триасу, между которыми проявилась пфальская фаза варийской складчатости. Выводы Т. П. Кочеткова основаны на косвенных данных и в большинстве своем являются результатом слишком широкой интерполяции и экстраполяции различных наблюдений по обширному региону.

Окончательное решение всех вопросов стратиграфии и истории формирования эффузивных образований как на Таймыре, так и на Сибирской платформе будет возможно после проведения специальных тематических работ.

Ю. Н. ПОПОВ

**ПАЛЕОНТОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ОТЛОЖЕНИЙ
МОРСКОГО ТРИАСА ЛЕНСКО-ОЛЕНЕКСКОГО РАЙОНА**

Начало изучения триасовых отложений Ленско-Оленекского района относится к 1844 г., когда А. Кейзерлинг [12] установил в коллекции, собранной А. Т. Миддендорфом на р. Оленек, наличие юрских окаменелостей и триасовых аммонитов. Это определение А. Кейзерлинга послужило основанием для организации А. Л. Чекановским экспедиции на р. Оленек. В 1875 г. А. Л. Чекановский исследовал район устья р. Оленек и доставил оттуда многочисленные аммониты, определение и описание которых было произведено Э. Мойсевичем [13]. В 1888 г. Э. Мойсевич произвел дополнительное описание аммонитов из района нижнего течения р. Оленек, доставленных Э. Толлем и А. Бунге.

До 1934 г. новых открытий в области изучения триаса Ленско-Оленекского района не последовало. Только при маршрутных геологических исследованиях К. М. Громова в устьевой части р. Оленек и на хребте Прончищева были получены новые данные о распространении триаса. Этими исследованиями начинается советский период планомерного и систематического изучения геологин Ленско-Оленекского района, в результате которого были уточнены площади распространения триасовых отложений, их стратиграфия и палеонтологическая характеристика.

На северной окраине Сибирской платформы, в пределах северной части Ленского прогиба, было установлено широкое развитие триасовых отложений, представленных осадками всех трех (преимущественно нижнего и среднего) отделов.

В Ленско-Оленекском районе, к западу от р. Лены до р. Пура на юге, триасовые отложения известны в следующих участках, расположенных по окраине Оленекского выступа Сибирской платформы и северной окраине Ленско-Оленекского прогиба: 1) район мыса Чекуровского, 2) район Булкурской и Оленекской проток, 3) Усть-Оленекский район, 4) район р. Улахан-Юрха и хребта Прончищева, 5) Пур-Оленекский район, 6) район р. Тасс-Аякита.

Ниже приводится описание разрезов триасовых отложений в каждом из этих районов с указанием распространения форм ископаемой фауны посплобно в каждом разрезе. Приводится также таблица сопоставления разрезов триаса всех шести участков Ленско-Оленекского района и корреляционная таблица отложений триаса Ленско-Оленекского района и отложений триаса сопредельных и близких областей.

На карте выходов триаса (рис. 1) цифры соответствуют порядковым номерам описываемых районов.

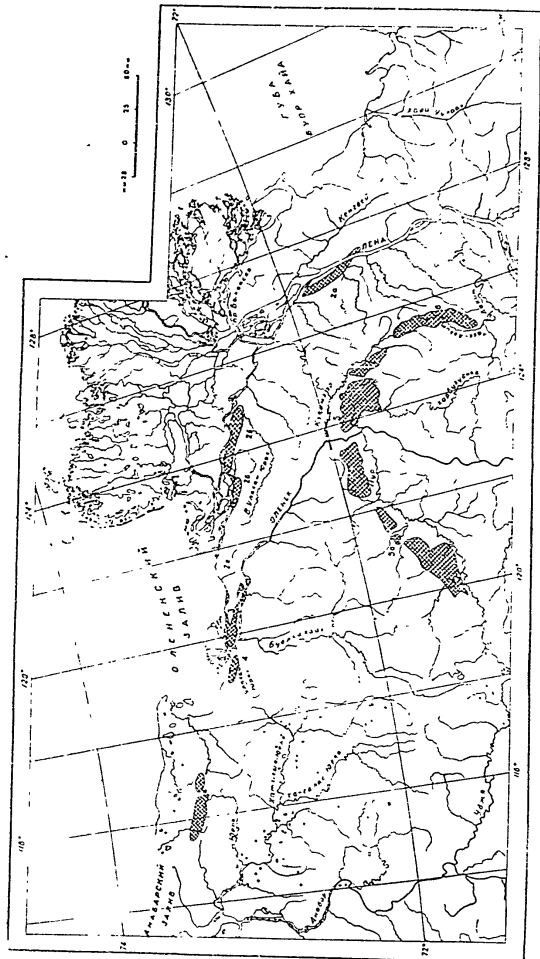


Рис. 1. Схематическая карта распространения выходов триаса в Ленско-Оленекском районе.

1 РАЙОН МЫСА ЧЕКУРОВСКОГО

В районе мыса Чекуровского на левом берегу р. Лены, ниже устья р. Аякит, триасовые отложения были установлены в 1942 г. И. П. Атласовым. В песчанниках с известково-глинистыми конкрециями были найдены *Dentalium* sp. и *Cardinia* (?) sp. ind., которые, по заключению В. И. Бодылевского, определяют условно юру, а по наблюдениям И. П. Атласова — триас. Позднейшие исследования подтвердили наличие здесь триаса. П. И. Глушицкий, Ю. Г. Гор, М. М. Мигай и Г. А. Ермолаев (1952 г.) собрали на Чекуровском мысу в темно-серых песчанниках с шаровыми конкрециями до 30 см в диаметре: *Gerullia* sp., иглы *Cidaris* sp. Непосредственно в песчанниках была собрана: *Lingula* cf. *polaris* Lü d g., *Gerullia* cf. *arctica* Kir a g., *Trigonodus* sp. ind., *Laevidentium* sp., *Gidaris* sp.

По заключению Л. Д. Кипарисовой комплекс названных форм определяет анзйский ярус.

В 1952 г. Е. С. Лаптинская, в 3 км ниже р. Кигиляха, собрала многочисленные *Gerullia* cf. *exporrecta* L e p s., *Mytilus* cf. *cduliformis* Sch l o t h. и аммонит, близкий *Lecanites vogdesi* H y a t t. and S m i t h. из анзйских отложений Северной Америки. По заключению автора настоящей работы, комплекс форм определяет или верхн нижнего или низы среднего триаса.

Найденные в хребте Прончищева и в Хараулахских горах *Mytilus* cf. *cduliformis* и *Gerullia exporrecta*, определенные Л. Д. Кипарисовой [3], встречаются вместе с анзйскими аммонитами. По-видимому, и сборы Е. С. Лаптинской были произведены в среднетриасовых слоях. Но в более низких слоях Е. С. Лаптинской был найден аммонит, близкий *Vishnites*, определяющий вероятно оленекские слои. Таким образом установлено, что в районе мыса Чекуровского имеется как средний, так и нижний триас.

Общая мощность триаса не превышает 300 м. Средний триас перекрывается с угловым несогласием средним лейгасом (по данным И. П. Атласова). Наличие же верхнего триаса (указанного В. И. Бодылевским) достоверно не установлено.

2. РАЙОН БУЛКУРСКОЙ И ОЛЕНЕКСКОЙ ПРОТОК

Выходы триаса по левому берегу Оленекской протоки известны в трех местах — в районе гор Таа-Кирис и Кыллах-Хая и в районе мыса Станнах-Хочо. Если присоединить к ним выходы триаса в районе р. Булкура (левого притока р. Лены), то наметится положение оси передового вала складчатости, являющейся прямым продолжением Хараулахских гор на северо-запад. Антиклинальное поднятие, обрамляющее с севера Лено-Оленекскую впадину, намечается рядом четко видных расположенных антиклиналов, представляющих собой поднятые шарниры единой Лено-Анабарской антиклинальной структуры. Последняя является продолжением Верхоянской складчатой области, погружающейся на северо-запад. В состав антиклинального поднятия входят антиклиналы Булкурский, Улахан-Юряхский и антиклинал хребта Прончищева.

Описание находок форм ископаемой фауны дается ниже в порядке, уже упомянутом ранее от Булкурско-Кумаксуртского антиклинала к антиклиналам Таа-Кирис, Кыллах-Хая и Станнах-Хочо. Комплексы форм ископаемой фауны в этих районах почти тождественны. Точно так же аналогичны и разрезы триасовых отложений.

Несомненно, что от Булкурского района до хребта Прончищева является единая Лено-Анабарская антиклинальная структура.

2а. Булкурско-Кумаксуртский антиклинал

Этот антиклинал простирается по левобережью р. Лены от р. Булкура до пос. Кумаксурта. В 1941—1942 гг. И. Г. Николаев установил здесь выходы триаса, простирающиеся узкой полосой по левобережью р. Лены и переходящие на правый берег реки южнее пос. Кумаксурта, в районе р. Огонер-Юряха. В темно-серых песчано-сланцевых породах в устье р. Огонер-Юряха были собраны *Xenodiscus* aff. *schmidti* M o j s., *X. demokidovi* (K i r a g. ex M S.). По заключению Л. Д. Кипарисовой, эти формы определяют верхние горизонты нижнего триаса (оленекские слои).

На левом берегу р. Лены между пос. Кумаксуртом и р. Балаганна-хон И. Г. Николаев собрал *Hungarites probus* K i r a g. и другие аммониты среднего триаса (определение Л. Д. Кипарисовой).

В районе нижнего течения р. Булкура П. И. Глушицкий и М. М. Малаидин (1951 г.) установили нижний триас в западном крыле антиклинала и средний триас в западном и восточном.

Нижний триас представлен зелено-серыми песчанниками с растительными остатками и темными сланцами с мергелистыми конкрециями, достигающими иногда до 30 см в поперечнике. Нижний триас, мощность которого не превышает 120 м, перекрывает размытые прибрежно-морские отложения верхней юры.

Из района нижнего течения р. Булкура Л. Д. Кипарисова приводит *Olenekites* sp. ind., *Aleekoceras* cf. *sibiricum* M o j s., *Xenodiscus karpinski* M o j s., *Xenodiscus demokidovi* (K i r a g. ex M S.), *Keysserlingites* (?) sp. ind., *Koninckites* sp. ind., *Koninckites* sp. nov. (aff. *umorensis* W a n n e r t), *Pseudosageceras longilobatum* (K i r a g. ex M S.), *Pseudosageceras* sp. ind.

Комплекс указанных форм аналогичен такому же комплексу слоев нижнего триаса. *Ps. longilobatum* Л. Д. Кипарисова приводит из субко-лумбитовых слоев Уссурийского края, эквивалентных оленекским слоям нижнего триаса (табл. 1).

Средний триас сложен мелкозернистыми и среднезернистыми зелено-серыми песчанниками с растительным детритом и с прослоями глинки глинистых пород.

Здесь собраны: *Hungarites* ex. gr. *triformis* M o j s., *Orbiculoides* и другие формы, определяющие анзйский ярус (Л. Д. Кипарисова).

Выше лежат песчанники темно-зеленые аркозовые с прослоями известковистых песчанников, с шаровой отдельностью и со слоями ракушняка до 15 см. Общая мощность 25 м.

Отсюда приведены анзйские формы *Hungarites involutus* K i r a g. и *Gerullia* (?) *arctica* K i r a g.

Выше залегают известковистый песчанник с битой ракушей, в котором собраны: *Myophortopsis* cf. *gregaroides* P h i l l., *Gerullia* (?) *arctica* K i r a g., *Gerullia* sp.

По заключению Л. Д. Кипарисовой, эти формы определяют анзйский ярус среднего триаса. Заканчивается разрез триаса песчанниками с растительными остатками — 10 м. Общая мощность среднего триаса до 200 м. Мощность всего триаса 300 м.

Часто в обнажениях среди песчанников встречаются линзы конгломератов и прослой известняков с биф-структурой.

В обнажениях по берегу р. Лены против о. Тас-Ары обнажаются, по-видимому, самые верхние слои среднего триаса — темно-серые песчанники с шаровыми конкрециями и линзами конгломерата. Отсюда опре-

1 Волокнистые образования с неясно выраженной микрокон-ин-кон структурой

Таблица 1
Разрез триасовых отложений в нижнем течении р. Булкура
(левый приток р. Лены)
(М. М. Маладин, П. И. Глушинский, 1951 г.)

	Ярус	Мощность, м	Описание породы	Формы ископаемой фауны (определение Л. Д. Кипарисовой)
Юра	Средний ленин		Алевриты и аргиллиты черного цвета (с размылом, но без углового несогласия) Перерыв	
Средний триас	Анзйский	200	Песчаники светло-серые, среднезернистые с растительными остатками — 10 м Песчаники темно-серые с линзами конгломерата с галькой песчанико-глинистых пород Песчаники темно-зеленые, известковистые с мелкими шаровыми конкрециями — 35 м Черные аргиллиты — 35 м Песчаники глинистые грязно-зеленого цвета, прослойки песчаных известняков с линзами ракушняка до 15 м Светло-серые песчаники с галькой глинистых пород Глинистые песчаники с растительным детритом	Иглы морских ежей, <i>Gervillia cf. arctica</i> <i>Neodalmatites (?)</i> sp. <i>Hungarites triformis</i> Ракушняка с <i>Myophoriopsis cf. gregaroides</i> , <i>Gervillia (?) arctica</i> , <i>Oxytoma</i> sp., <i>Laevidentarium</i> <i>Hungarites involutus</i> , <i>Gervillia (?) arctica</i>
Нижний триас	Оленекский	100	Темно-серые алевриты с шаровыми конкрециями из мергелей диаметром до 30 см, мощность 85 м Песчаники зеленовато-серые, мелкозернистые с растительными остатками — 15 м Размыл, без углового несогласия	<i>Olenekites</i> sp. ind., <i>Xenodiscus karpinski</i> , <i>Pseudosageceras longilobatum</i>
Верхняя пермь			Переслаивание темно-серых песчаников с алевритами. Волноприбойные знаки, мелкая илсская галька глинистых пород. <i>Productus obrutschewi</i> Lich., <i>Kolytia inoceramiformis</i> Lich. и др. В основании — песчаник с флорой.	

делены *Hungarites triformis* Mojs., *H. cf. involutus* Kipar., *Neodalmatites (?)* sp., *Czechanowskites (?)* sp., *Gervillia (?) arctica* Kipar., *Gervillia* sp., иглы морских ежей — *Cidaris* sp. и растительный детрит.
И. Г. Николаев нашел у пос. Булкур пелелиподы, которые описала Н. С. Воронец [2]. По ее заключению, комплекс форм *Trigonodus keuperriana* Berg., *Ammonites* sp. ind., *Parainoceramus nicolaiewi* Voronez, *P. lenaensis* Voronez, *P. bulkurensis* Voronez, *P (?) gervillia* Voronez определяет карнийский ярус.

52

Это единственное указание на верхнетриасовые отложения в районе р. Булкура в дальнейшем не подтвердилось.
Parainoceramus — форма, напоминающая пермские *Kolytia*, возможно происходит из пермских отложений.

26. Антиклиналы Кылах-Хая и Таа-Кириэ

К западу от булкурского выхода триаса ось антиклинала погружается под юрские и меловые отложения. Триас вновь появляется на поверхности по тевобережью Оленекской и Ангардской протоков, в районе прибрежных останцовых гор Кылах-Хая, Содуом-Хаята и Таа-Кириэ-Хаята (к западу от устья р. Улахан-Юрха).

И. Г. Николаев и П. И. Глушинский в 1941—1942 гг. установили в районе между рр. Сабыстага и Дакса выходы среднего триаса, в которых П. И. Глушинский нашел *Trigonodus* aff. *sandbergi* Alb., *Myophoriopsis* sp., *Laevidentarium* sp., *Cidaris* sp. Там же, в другом обнажении им найдены *Trigonodus* aff. *sandbergi* Alb., *Pseudomonotis las-argensis* Voronez и мелкие кораллы.

По заключению Л. Д. Кипарисовой, комплексе этих форм определяет анзйский ярус среднего триаса. За «мелкие кораллы», как сообщила позднее Л. Д. Кипарисова, ошибочно были приняты скопления игл *Cidaris* sp.

В песчанниках на р. Содуом-Юрха И. Г. Николаев собрал анзйские аммониты *Hungarites cf. triformis* Mojs., *H. cf. involutus* Kipar., *Hungarites* sp. N 1 (ex gr. *triformis* Mojs.) (определения Л. Д. Кипарисовой).

Эти формы подтверждают наличие среднего триаса в горах Кылах-Хая. И. Г. Николаев и П. И. Глушинский установили здесь распространение также и нижнего триаса. Вблизи устья р. Содуом-Юрха П. И. Глушинский нашел аммониты: *Prospingites czechanowskii* Mojs., *Keyserlingites subrobustus* (Mojs.), *K. middendorffi* (Keys.), *Danubites (?)* aff. *fissiplicatus* Mojs., *Olenekites* sp. ind., *Stacheites (?)* sp. ind., *Orhoceras* sp. ind. Кроме того, здесь была найдена *Pseudomonotis (Clarata) cf. aurita* Hauser.

По заключению Л. Д. Кипарисовой, комплекс названных форм определяет оленекские слои нижнего триаса.

Позднее (1950 г.) М. М. Маладин и П. И. Глушинский дополнительно собрали в устье Содуом-Юрха, в темно-серых алевритах, переполненных известковисто-глинистыми конкрециями, аммониты *Olenekites glacialis* (Mojs.), *O. cf. volutus* (Mojs.), *Keyserlingites subrobustus* (Mojs.), *K. aff. schrenki* (Mojs.), *K. cf. middendorffi* (Keys.), *Meekoceras cf. sibiricum* Mojs., *Xenodiscus cf. karpinski* Mojs., *X. cf. schmidt* Mojs., *Pseudosageceras* sp., *Atractites* sp., *Prospingites czechanowskii* Mojs., которые, по заключению Л. Д. Кипарисовой, определяют оленекские слои нижнего триаса.

Здесь встречены также кости, зубы и чешуя рыб, *Pseudomonotis (Clarata)* sp.

Видимая мощность нижнего триаса не превышает 120 м. В перекрывающих серых и темно-серых песчанниках со скоплениями галек, следами рыб и часто с косою слоистостью были собраны аммониты, брахиоподы и пелелиподы: *Hungarites triformis* Mojs., *H. involutus* Kipar., *H. cf. tetragonus* Voyn., *Pararopanoeceras* sp. nov., *Atractites* sp. ind., *Lingula cf. polaris* Lundg., *Anodontophora (?)* sp.

Комплекс названных форм, по заключению Л. Д. Кипарисовой, определяет анзйский ярус среднего триаса. Аммониты представлены формами, близкими нижнеоленекским и хараулахским.

Выше слоев с аммонитами выходят серые и темно-серые песчаники с конкрециями, содержащими растительные остатки, и с прослоями, переполненными иглами ежей *Cidaris* sp.

53

Общая мощность среднего триаса достигает 400 м. Песчаники триаса перекрываются по размытой поверхности темноцветными сланцами среднего лаяса (табл. 2).

Разрез триасовых отложений антиклинала Таа-Кирнэ
(М. М. Малаанди, П. Н. Глушиский, 1950 г.)

Таблица 2

Отдел	Ярус	Мощность м	Описание породы	Ископаемые формы (определение Л. Д. Кипарисовой)
Юра	Средний лаяс		Алевролиты темно-серые с конкрециями	
			Перерыв	
Средний триас	Анзиский	400	Песчаники аркозовые средне-зернистые Темно-серые мелкозернистые песчаники с конкрециями Серые и темно-серые песчаники со знаками ряби, часто косос-онистые Скопления гальки	Растительный детрит Прослон с иглами <i>Cidaris</i> sp., <i>Hungarites triformis</i> , <i>H. involutus</i>
Нижний триас	Оленекский	120	Алевролиты темно-серые, известковистые Алевролиты зеленоватые Конкрекции известково-глинистые до 60 см в диаметре	<i>Olenekites glacialis</i> , <i>Keyserlingites subrobustus</i> , <i>Prospingites czechanowskii</i> , <i>Pseudosageceras</i>

2в. Антиклинал Станнах-Хочо

В районе мыса Станнах-Хочо и к западу от него до устья р. Улахан-Кирнэ отложения триаса выходят узкой полосой. К. М. Громов в 1934 г. собрал на мысе Улахан-Кирнэ анзискую фауну *Leda* (?) *polaris* Křřat., *Lingula polaris* Lundgr., *Laevidentalium* sp., определенную Л. Д. Кипарисовой.

Позднее триасовые отложения были подтверждены И. Г. Николаевым, К. В. Соловьевым и Н. А. Брейслером.

К. В. Соловьев (1949 г.) собрал в окрестностях пос. Станнах-Хочо плохой сохранности пелециподы и иглы ежей. Л. Д. Кипарисова приводит отсюда: *Gervillia* (?) sp. ind., *Palaeonello* (?) sp. ind., *Laevidentalium* sp., а также иглы *Cidaris* sp.

В своем заключении Л. Д. Кипарисова сообщает, что «фауна настолько плохо сохранилась, что, может быть, лучше бы вообще не высказываться о ее возрасте, поскольку аналогичное сообщество (пелециподы, гастроподы, *Laevidentalium* и иглы *Cidaris*) мне знакомо в фауне среднего триаса (анзиского яруса) низовьев р. Оленек, то я решаю предложить среднетриасовый возраст и для данной фауны».

К. В. Соловьев отнес всю толщу серых песчаников, переслаивающихся со сланцами с линзами конгломератов (общей мощностью до 500 м) к нерасчлененному триасу. Н. А. Брейслеру удалось более точно установить анзиский возраст триаса у мыса Станнах-Хочо, где им были собраны окаменелости, определяющие анзиский ярус среднего триаса (Л. Д. Кипарисова): *Hungarites* sp., *Hollandites* sp. nov.,

Tropigastrites sp., *Lingula polaris* Lundgr., *Myophoriopsis gregaroides* Phil., *Pseudomonotis las-argenstis* Voronez, *Gervillia* sp. nov.
На побережье Оленекского залива, у пос. Кутуйахаандьнэтэ, была найдена *Lingula polaris* Lundgr.

Хотя окаменелости собраны послойно, однако нельзя точно установить, в каких именно слоях они найдены. Все эти формы Н. А. Брейслер предположительно относит к алеврито-песчаниковой толще среднего триаса.

В районе нижнего течения р. Улахан-Кирнэ Н. Н. Новожилов определил *Halobia superba* Mojs., *Cardinia concinna* Sow. (?) и *Trigonodus* aff. *serianus* Pat. Но правильность этих полевых определений внушает определенные сомнения тем более, что П. А. Герасимов в этих же слоях установил хорошие юрские формы.

3. УСТЬ-ОЛЕНЕКСКИЙ РАЙОН

История изучения триаса на северо-востоке Азии началась с изучения разреза в устье р. Оленек. Впервые развитие кейпера и раковинного известняка на севере Сибири предположил Е. Эхвальд [10], хотя он все моллюски, полученные с р. Оленек, отнес к юре. В 1845 г. А. Т. Миддендорф привез с р. Оленек (более точное местонахождение не указывается) образцы ископаемой фауны, из которых А. Кейзерлинг [12] определил: *Ceratites hedestromi* Keys., *C. middendorffi* Keys., *C. euomphalus* Keys., *C. eichwaldi* Keys. и *Nautilus subaratus* Keys.

Основываясь на отдаленном сходстве этих форм с альпийскими триасовыми формами, А. Кейзерлинг устанавливает развитие среднего триаса в районе р. Оленек. Позднее Э. Мойсисович отнес все эти формы к верхам нижнего триаса, уточнив только в общем правильное определение А. Кейзерлинга. Но до этого заключения определение А. Кейзерлинга подвергалось сомнению. Ю. Марку (1869 г.) высказался даже за местный возраст цератитов, а позднее и Ф. Шмидт стал склоняться к этому предположению.

Разрешение вопроса о возрасте цератитов на р. Оленек является заслугой А. Л. Чекановского. В 1875 г. он провел геологические наблюдения в устье р. Оленек и собрал обильную фауну триаса.

Для правого берега р. Оленек, от рр. Менгилеха до Торы, А. Л. Чекановский приводит следующий разрез триаса (снизу вверх):

1. Цератитовый ярус. Сланцы черные со сростками и песчаники с глинистыми желваками; песчаники черные и зеленые с гнездами раковин.

2. Черные сланцы без сростков; остатков не замечено.

Цератитовый ярус А. Л. Чекановского представляет несомненно нижнетриасовые слои, широко известные, как оленекские. Именно к этой толще приурочены все нижнетриасовые аммониты, описание которых дает в своей работе Э. Мойсисович [13]. Во введении Э. Мойсисович [13, стр. 4] помещает выдержку из дневника А. Л. Чекановского с описанием местонахождения аммонитов у реки Менгилех.

Ввиду большого интереса эта заметка А. Л. Чекановского приводится дословно:

«На правом берегу Оленека недалеко от Менгилеха речные наносы лежат на черных глинистых сланцах, пересеченных неправильными жилками кальцита. Эти сланцы перемежаются с пропластками песчаников известковистых с неправильной слоистостью. Как в сланцах, так и в песчанике содержатся сферондальные конкреции черного мергелистого известняка, достигающие в диаметре до одного фута, которые частью ничего не содержат, отчасти переполнены цератитами (примечание Э. Мойсисовича, второе), с которыми также найден ортоцерас (примечание Э. Мойсисовича, третье).

Лучшее местонахождение окаменелостей — паберга от устья Менгилеха вверх, до того места, где ниже устья речки Урагалах она становится илистой и песчанистой.

Примечание второе Э. Мойсевича следующего содержания:

«Из этого места (Менгилех) происходит преобладающее множество цефалопод, которые в этой работе описаны из «Устья Оленека».

Примечание третье Э. Мойсевича к слову «ортоцерас» поясняет, что это «фрагмакон *Atractites*».

Второе примечание доказывает, что большинство нижнетриасовых аммонитов из коллекции А. Л. Чекановского относятся именно к черным глинистым сланцам, выходящим между рр. Менгилехом и Урагалахом.

Ниже р. Менгилеха до р. Нанги в глинистых сланцах появляется сероватый песчаник с желваками глины, с растительным детритом и кавернами от раковин пелещипод.

Далее песчаник, образуя крышу сланцев, становится преобладающим, принимает темный цвет и содержит редкие цератиты и остатки завров. В этом песчанике были найдены *Meococeras affine*, *Hungarites trifurmis* и (?) *Monophyllites* ind., датирующие среднетриасовый (анзйский) возраст пород.

Скалы Карангати за р. Бикир состоят из темно-зеленой метаморфической (?) породы, в которой заключены остатки толстостворчатых раковин пелещипод, зубы завров, *Lingula* и аммониты *Hungarites trifurmis* и (?) *Monophyllites* ind., датирующие среднетриасовый (анзйский) возраст пород.

Обнажение в самой дельте р. Оленек (у мыса Тумуль-Хая) показывает такую последовательность слоев (с востока на запад):

1. Черные сланцы с бедными окаменелостями, с пропластками известняков (рухляков) и кусками окремленной древесины.
2. Мелкогалечный конгломерат, грубозернистый песчаник, и ниже сланцы и глины. Пропластки с растительным детритом.
3. Твердые песчаники, слагающие вершину мыса.
4. Черные и зеленые сланцы с *Lingula* sp. ind., *Rhynchonella* sp. ind., *Spiriferina* sp. ind. и пелещиподы, по определению Э. Мойсевича, верхнего габитуса.

По заключению А. Биттнера [1], эти брахиоподы не определяют возраста пород. Только позднее А. Биттнер начал сблизать *Lingula* у мыса Тумуль-Хая с нижнетриасовыми брахиоподами Уссурийского залива.

При определении возраста аммонитов из оленекских слоев (цератитовый ярус А. Л. Чекановского) исследователи испытывали затруднения, не находя общих форм с триасовыми фаунами других областей.

Поскольку Э. Мойсевич отнес наиболее характерных представителей оленекского триаса к роду *Dinarites*, он склонялся к признанию оленекских слоев аналогами верхнефенских слоев средиземноморской провинции и оленекскую фауну аммонитов считал возрастным эквивалентом зоны *Tirolites cassianus*. В. Вааген и К. Динер поддерживали заключение Э. Мойсевича, но К. Динер считал, что оленекские слои эквивалентны гималайским слоям с *Hedenstroemia*, а позднее сопоставлял их с оленекской фауны, Ф. Фрех уклонился от решения, ссылаясь на неточность сборов. Л. Слэт [15] выделил оленекские слои в верхнюю зону нижнего триаса — в зону *Olenekitan* или *Prohungaritan*, считая, что наиболее характерно для нее появление аммонитового рода *Olenekites*.

Э. Мойсевич описал до 40 видов аммонитов из оленекских слоев, но только два вида — *Beurthites affinis* Mojs., и *Hungarites trifurmis* Mojsisovics, он отнес к анзйским. Остальные аммониты оказались нижнетриасовыми формами.

56

Приводим список названий аммонитов Э. Мойсевича с параллельным списком новых названий, предложенных А. Гайеттом [11], К. Динером [9] и Л. Слэтом [15].

Номенклатура Мойсевича	Номенклатура Гайетта, Динера, Слэта
1. <i>Dinarites spiniplicatus</i>	1. <i>Olenekites spiniplicatus</i>
2. <i>D. volutus</i>	2. <i>O. volutus</i>
3. <i>D. densiplicatus</i>	3. <i>O. densiplicatus</i>
4. <i>D. altus</i>	4. <i>O. altus</i>
5. <i>D. intermedius</i>	5. <i>O. intermedius</i>
6. <i>D. glacialis</i>	6. <i>O. glacialis</i>
7. <i>D. tolli</i>	7. <i>O. tolli</i>
8. <i>Dinarites levis</i>	8. <i>Dinarites levis</i>
9. <i>Cerattites sigmatoides</i>	9. <i>Olenekites sigmatoides</i>
10. <i>C. multiplicatus</i>	10. <i>Xenodiscus multiplicatus</i>
11. <i>C. hyperboreus</i>	11. <i>X. hyperboreus</i>
12. <i>C. discretus</i>	12. <i>X. discretus</i>
13. <i>C. fissiplicatus</i>	13. <i>X. fissiplicatus</i>
14. <i>Cerattites decipiens</i>	14. <i>Czekanowiscites decipiens</i> Diener
15. <i>C. inostranzejti</i>	15. <i>Cz. inostranzejti</i>
16. <i>C. middendorffi</i>	16. <i>Keyserlingites middendorffi</i>
17. <i>C. schrenki</i>	17. <i>K. schrenki</i>
18. <i>C. subrobustus</i>	18. <i>K. subrobustus</i>
19. <i>C. nicitini</i>	19. <i>K. nikitini</i>
20. <i>C. bungei</i>	20. <i>K. bungei</i>
21. <i>Sibirites eichwaldi</i>	21. <i>Sibirites eichwaldi</i>
22. <i>S. pretiosus</i>	22. <i>S. pretiosus</i>
23. <i>Xenodiscus dentosus</i>	23. <i>Gomodiscus dentosus</i>
24. <i>X. schmidti</i>	24. <i>Meococeras (Cyronites)</i> <i>schmidti</i>
25. <i>X. cuomphalus</i>	25. <i>M. cuomphalus</i>
26. <i>X. karpinski</i>	26. <i>M. karpinski</i>
27. <i>Meococeras rotundatum</i>	27. <i>Meococeras rotundatum</i>
28. <i>M. keyserlingi</i>	28. <i>M. keyserlingi</i>
29. <i>M. indet</i>	29. <i>Meococeras mojsisovicsi</i>
30. <i>M. sibiricum</i>	30. <i>M. (Koninckites) sibiricum</i>
31. <i>Meococeras</i> nov. f. ind. ex aff. <i>M. hedenstroemi</i>	31. <i>Hedenstroemia mojsisovicsi</i> Diener
32. <i>Prosphingites Czekanowskii</i>	32. <i>Prosphingites czekanowskii</i>

Несмотря на широкую известность в геологической литературе оленекских слоев разрез их оставался неясным, так как в дневнике А. Л. Чекановского не приведены разрезы обнажений, и сам исследователь не уяснил достаточно ясно детальную стратиграфию разреза [5]. Кроме того, в работе Э. Мойсевича не указаны номера образцов фауны и дано лишь общее их местонахождение «в черных известняках устья Оленека». Остается неясным, происходят ли все нижнетриасовые аммониты из обнажения близ р. Менгилеха, или и из других мест (например скалы Тора или Карангати).

В 1888 г. Э. Мойсевич дал дополнительное описание некоторых аммонитов из сборов А. Л. Чекановского и Э. Толяя. В приводимом списке эти формы обозначены номерами 7, 19 и 20. Местонахождение формы № 31 — большого аммонита *Hedenstroemia mojsisovicsi* Diener — остается неуточненным. Штубендорф сообщил, что этот обломок был найден в верхнем течении р. Оленек. Ф. Шмидт полагает, что этот

57

обломок может происходить с устья р. Оленек, так как в верховьях этой реки развит только силур. Возможно, что *Hedenstroemia mojsisovicsi* была найдена в районе р. Пура, выше устья р. Оленек. Основанием для такого предположения служит находка К. К. Демкидовым в 1943 г. крупных аммонитов нижнего триаса в районе пос. Тюматы.

Советский период исследований устья р. Оленек начинается с 1934 г. работами К. К. Громова. Он посетил те же разрезы, что и А. Л. Чекановский (исключая обнажения у р. Менгилех). По заключению Л. Д. Кипарисовой [3], давшей описание фауны, собранной К. М. Грозовым, все формы, найденные на горах Туора-Хоя, Карагати и на мысе Тумуль определяют анзиский ярус среднего триаса.

В светлых песчанках на горе Туора-Хая были найдены: *Arctoceras primus* Kipar., *Hungarites* ex. gr. *probus* Kipar., *H. involutus* Kipar., *H. aff. involutus* Kipar., *H. aff. soliman* Toulou, *H. aff. gusevi* Kipar., *H. grumulus* Kipar., *Gymnotoceras* (?) sp. II, *Gymnotoceras* (?) sp. III, *Gerullia* (?) *arctica* Kipar., *Gerullia* (?) sp. ind., *Myoconcha* sp. nov. ind., *Trigonodus* aff. *sandbergeri* Phil., *T. (?) praelongus* Kipar., *Palaeonello olenekensis* Kipar., *Leda* (?) *polaris* Kipar., *Myophoriopsis* (*Pseudocorbula*) *gregaroides* Phil., *M. (Pseudocorbula) gregaroides* var. *circularis* Kipar., *Lingula polaris* Lundgr., *Laevidentalium* sp., *Arctoceras primus* — первый представитель этого рода в триасе СССР. Интересно отметить, что *Arctoceras* встречен в Хараулахских горах в комплексе со средне триасовыми формами (*Parapanoceras torelli* Mojsisovics). На Шинибереге *Arctoceras* характерны для верхней зоны нижнего триаса.

На мысе Тумуль К. М. Громов собрал *Japanites olenekensis* Kipar., *Gerullia* (?) *arctica* Kipar., *Trigonodus* aff. *sandbergeri* Abb.

На горе Карагати найдена *Gerullia exprocta* Lers. По заключению Л. Д. Кипарисовой все эти формы определяют вероятный средний триас (анзиский ярус).

В сборах К. М. Громова не оказалось ни одной формы из собственно оленекских слоев. К сожалению, сборы К. М. Громова произведены не полностью и его разрезы невозможно увязать с разрезами А. Л. Чекановского, на что указывают Л. Д. Кипарисова [3] и А. И. Гусев.

В 1941—1942 гг. в районе мыса Станна-Хоно вел стемку И. Г. Николаев, материалы которого обработал Д. С. Гантман (1947 г.), работавший в устье р. Оленек еще в 1938—1939 гг. Он предложил следующий общий разрез триасовых отложений (снизу вверх):

1. Песчаник серый, косослоистый 60 м.
2. Оленекские слои нижнего триаса. Песчаник с прослоями глинистых сланцев. Отсюда происходят: *Koninckites keyserlingi* (Mojs.), *Meeoceras sibiricum* (Mojs.), *Olenekites* sp. nov., *Xenodiscus* aff. *karpinskii* Mojs. (определения Л. Д. Кипарисовой).
3. Сланцы и алевролиты черные 25 м.
4. Песчаник темно-серый с шаровыми конкрециями. Отсюда были определены: *Trigonodus* aff. *sandbergeri* Alb., *Gerullia* ex gr. *exprocta* Lers., *Myophoriopsis gregaroides* Phil., *Gymnotoceras* (?) sp., *Lingula* sp.
5. Анзиский ярус. Прослой ракушняка с криноидеями, *Trigonodus*, *Lingula*.

6. Песчаник с конкрециями с *Hungarites grumulus* Kipar. 200—240 м.
7. Песчаник серый с кварцевой галькой с *Hungarites arcticus* Kipar. 70 м.
8. Синие, зеленые, коричневые и мясокрасные сланцевые глины 40—60 м.
9. Песчаник зелено-серый с растительным детритом и галькой кварца. Конкреции алевролитовые.

58

Общая мощность триаса 400—500 м.

Определение фауны произведено Л. Д. Кипарисовой.

Разрез, по данным Д. С. Гантмана, не только нельзя увязать с разрезом, предложенным А. Л. Чекановским и К. М. Грозовым, но не возможно выяснить, к какому месту разрез вообще относится. Нельзя установить, например, где же именно взяты аммониты, определенные Л. Д. Кипарисовой из сборов Д. С. Гантмана.

Н. А. Брейслеру удалось найти новый выход оленекских слоев, не указанный А. Л. Чекановским. У северо-восточного подножия горы Карагати (или Лобовой горы) выходит сводовая часть Усть-Оленекской антиклинальной складки. Здесь в аргиллитах и сланцевых глинах черного цвета, с прослоями мергелей, имеющих биф-структуру и включающих глинисто-сидеритовые конкреции до 30 см в поперечнике, были собраны аммониты и брахиоподы: *Keyserlingites middendorffi* (Key.), *K. nikitini* (Mojs.), *K. aff. nikitini*, *K. subrobustus* (Mojs.), *Olenekites cf. altus* (Mojs.), *Sibirites eichwaldi* (Key.), *Koninckites keyserlingi* Mojs., *Xenodiscus* (*Svalbardiceras*) aff. *schmidti* (Mojs.), *Lingula cf. tenuissima* Bronn.

По заключению Л. Д. Кипарисовой, комплекс названных форм определяет оленекские слои нижнего триаса.

П. А. Герасимов из этого же обнажения определяет даже *Cerulites* cf. *hedstroemi* (Key.), что, однако, вызывает сомнение. Мощность оленекских слоев у горы Карагати до 45 м.

Переход от нижнего к среднему триасу постепенный. В аргиллитах и алевролитах последнего встречены: *Parapanoceras* sp. nov., *Tropigastrites* (?) sp. nov., *Gerullia* (?) *arctica* Kipar., *Lingula polaris* Lundgr.

Среднетриасовые отложения с ископаемой фауной были также встречены у р. Кара-Сыр, у стана Хайя-Юрх и в Усть-Оленекском районе.

Н. А. Брейслер и В. М. Муравленко приводят следующий сводный разрез среднетриасовых отложений (снизу вверх):

1. Аргиллиты и алевролиты почти черные со спорами трахендорарукаринного типа, с окаменелостями: *Lingula polaris* Lundgr., *Gerullia* sp. ind. до 380 м.
2. Алевролитово-песчаниковая толща 280—320 м.

Отсюда были собраны среднетриасовые формы: *Hollandites* aff. *pressus* Kipar., *Hollandites* sp. nov., *Hungarites* ex gr. *tetragonus* Voyn., *Gerullia* (?) *arctica* Kipar., *G. (?) cf. arctica* Kipar., *Myophoriopsis gregaroides* Phil., *Pseudomonotis tas-argensis* Voronez., *Lingula polaris* Lundgr., *Laevidentalium* sp., *Trigonodus* (?) *praelongus* Kipar. g. (определение Л. Д. Кипарисовой).

На левом берегу р. Оленек, близ устья р. Очугуй-Онкучах, были собраны аммониты: *Keyserlingites middendorffi* (Key.), *Hollandites* aff. *pressus* Kipar., *Hungarites* ex. gr. *triformis* Mojs., *Xenodiscus karpinskii* Mojs.

По заключению Л. Д. Кипарисовой — *Keyserlingites* и *Xenodiscus* определяют оленекские слои нижнего триаса, но собраны они были вместе с анзискими аммонитами.

В итоге можно констатировать, что при весьма широком распространении в Усть-Оленекском районе среднего триаса, можно указать пока лишь три выхода оленекских слоев нижнего триаса:

1. Между рр. Менийехом и Курасалахом, где они были установлены А. Л. Чекановским.
2. В районе горы Карагати, где их установили Н. А. Брейслер и В. М. Муравленко.
3. В районе р. Очугуй-Онкучах, на левом берегу р. Оленек.

Четвертый возможный выход намечается в районе мыса Тумуль-Хая. Отложения верхнего триаса, о которых упоминает А. Л. Чекановский

59

при осмотре мыса Тумул-Хая [7, стр. 273], дальнейшими исследованиями ни где не были обнаружены. По-видимому, они не представлены в районе устья р. Оленек.

4. РАЙОН р. УЛАХАН-ЮРЯХА И ХРЕБТА ПРОНЧИЩЕВА

Улахан-Юряхская антиклинальная складка, расположенная по левобережью р. Улахан-Юряха между ручьями Аллах и Васька, сложена в сводовой части нижним и средним триасом, а на крыльях юрой и нижним мелом.

Первые сведения о триасе этого района доставил П. И. Глушинский в 1944 г.

В 10 км выше устья р. Улахан-Юряха он нашел аммониты и пелелинды: *Keyserlingites nikitini* (Mojs.), *K. cf. middendorffi* (Keys.), *Sibirites eichwaldi* (Mojs.), *Pseudomonotis (Claraia) cf. aurita* Haueg., *Pecten (Velopecten) alberti* Goldi.

По заключению Л. Д. Кипарисовой, комплекс этих форм определяет оленекский ярус нижнего триаса.

Выше по течению, на правом берегу р. Улахан-Юряха П. И. Глушинский собрал анзйскую фауну: *Gymnotoceras* sp. ind., *Gervilla (?) arctica* Kirat., *Myophoriopsis cf. gregaroides* Phil., *Lingula cf. polaris* Lundg. (определения Л. Д. Кипарисовой).

О триасе в районе хребта Прончищева первые сведения сообщил К. М. Гречнев (1934), доставивший пелелинды: *Gervilla exprorecta* Lerp., *Gervilla (?) arctica* Kirat., *Trigonodus* aff. *sandbergeri* Alb., *Myophoriopsis gregaroides* var. *circularis* Kirat., *Mytilus (?) ex. gr. eduliformis* Schloth., *Lingula polaris* Lundg., *Orbiculoidea* aff. *discoides* Schloth. (= *O. sibirica* Mojs.) (определения Л. Д. Кипарисовой).

Приведенная фауна происходит из песчано-глинистой темноцветной толщи, слагающей первую с севера, самую короткую гряду. Эта гряда простирается так же, как и складчатость района устья р. Оленек, — на северо-запад по азимуту 290°.

Литологически эта толща очень сходна с оленекским средним триасом и в ней содержатся такие же плотные ракушняки, как и на р. Оленек.

В 1950 г. В. А. Рушков дал такой разрез триаса для района р. Улахан-Юряха и хребта Прончищева (снизу вверх):

1. Переслаивание серых аркозовых и темно-серых песчаников 150 м.

2. Сланцы алевролитовые темные с пропластками темных мергелей. Шаровые конкреции из пелита и алевролита 50 м.

3. Пелиты и алевролиты темные, песчанник с *Lingula polaris* Lundg. Ракушняк с *Trigonodus serianus* (?) 100 м.

4. Пелиты и алевролиты среднего лаяса 300 м.

Слои песчанников, как было выяснено позднее, нужно отнести к среднему триасу. Слои пелитов несомненно среднетриасовые. Определение *Trigonodus serianus*, произведенное Н. Н. Новожиловым в поле, неточное. Вероятно, это один из среднетриасовых тригонодусов.

Более поздние работы позволили дать следующий разрез триаса (табл. 3).

В 1953 г. В. А. Рушков выделил в хребте Прончищева в 80 км к северо-западу от устья Улахан-Юряха, толщу песчано-сланцевых пород, анзйский возраст которой определяет комплекс форм *Danibites* cf. *bo-realis* Kirat., *Gervilla (?) arctica* Kirat., *Dyscritella* sp. indet., *Lingula polaris* Lundg., череп и зубы рыбы (определение Ю. П. Попова). Мощность этой толщи достигает 300 м.

Отложения ладинского яруса и верхнего триаса в этом районе достоверно не установлены. П. А. Герасимов обнаружил на хребте Прончищева *Halobia superba* Mojs. и *Trigonodus serianus* R. g. (руководя-

Разрез триасовых отложений по левому берегу р. Улахан-Юряха в 10 км выше устья

Таблица 3

Ярус	Света Толща	Мощность, м	Описание породы	Ископаемые формы (определение Ю. Н. Попова)
Оленекский		69	Аргиллиты темно-серые, алевролиты темно-серые, конкреции мергелистые до 8 см в диаметре — 37 м	Обломок ядра аммонита
			Алевролит темно-серый плотный — 10 см	<i>Sibirites eichwaldi</i>
			Аргиллит темно-серый с конкрециями — 14 м	<i>Keyserlingites</i> ex gr. <i>middendorffi</i>
			Аргиллит темно-серый с прослоями зеленобато-серого алевролита — 31 м	<i>Keyserlingites</i> sp. indet.
			Аргиллит темный — 7 м	<i>Ammonites</i> gen. ind.
Иллекский	Ракушняк-сланец	79	Аргиллит темно-серый плотный с прослоями битой ракушки, известняки светло-серые — 42 м	<i>Posidonia</i> sp., <i>Posidonia</i> aff. <i>mimer</i>
			Аргиллит темно-серый с прослоями алевролита — 28 м	
	Туффитовая толща	80	Черелование зелено-серых туффитовых аргиллитов и косослоистых полимиктовых песчанников — 90 м	<i>Estheria</i> ex gr. <i>gutta</i> , растительный детрит
Перчь (?)		48	Песчанник кварцевый, углистые глинистые сланцы — 48 м	Растительный детрит

щие формы карнийского яруса), но позднейшие исследования этого не подтвердили и В. А. Рушков (1950 г.) сообщает, что среднетриасовые отложения перекрыты среднелаясовыми, которые ложатся на размытую поверхность среднего триаса.

Взаимоотношение триаса и перми остается неясным. Предполагается их согласное залегание (А. И. Гусев, 1950 г.).

Следовательно, в районе р. Улахан-Юряха и в хребте Прончищева установлен такой разрез триаса (снизу вверх):

1. Туффитовая толща нижнего эотриаса с эстериями около 200 м.

2. Ракушняк с *Posidonia* sp. и *Posidonia mimer*, и давленными аммонитами. Средний эотриас до 80 м.

3. Оленекские слои — темно-серые глинистые сланцы (аргиллиты) с аммонитами верхнего эотриаса 200 м.

4. Песчанники серые и темные, сланцы с пелелиндами и брахиоподами среднего триаса. Второй слой ракушняка до 300 м.

5. Среднелаясовое отложение.

Разрез триасовых отложений на р. Улахан-Юряхе очень близок к разрезу триаса на р. Кулу (исток р. Колымы), где автором настоящей работы также выделены нижние подоленекские слои с посидониями, оленекские слои нижнего триаса и средний триас. Отличие между ними состоит только в том, что на р. Кулу развит также и верхний триас, выпадающий в хребте Прончищева. Несомненно, что между этими столь отдаленными районами, в эотриасе и нижнем мезотриасе существовало морское сообщение.

5. ПУР-ОЛЕНЕКСКИЙ РАЙОН

Первым из геологов, посетившим этот район, был А. Л. Чекановский, пересекший долину р. Пура в 1874 г. В результате осмотра обнажений А. Л. Чекановский установил развитие здесь двух ярусов: нижнего песчаного, угленосного и верхнего — черновато-бурого, известкового. «Эти два яруса — пишет А. Л. Чекановский, — которых видная мощность достигает 500 футов, развиты на всем посещенном протяжении тундры; они оканчиваются у устья Оленека, утесами Эва и Тумуль» [7, стр. 189, 1896].

По-видимому, нижняя толща относится к верхнепермским, а верхняя — к морским мезозойским отложениям: триас — юра — валанжин. Вполне вероятно, что именно в районе р. Пура найден обломок большого аммонита, описанного Э. Мойсисовичем [13] под названием *Mesostroemia mojsisovici* Diener.

Штубендорф сообщил, что этот образец он получил в Сибири в 1859 г., как приходящий из верховьев р. Оленек. Только позднее Ф. Шмидт предположил, что этот образец вероятно происходит из верховьев р. Оленек, поскольку в верхнем течении этой реки, как показал А. Л. Чекановский, развит только силур [13]. В настоящее время нам известно, что в Пур-Оленекском районе, т. е. значительно выше района развития триаса, исследованного А. Л. Чекановским, выходят слои триаса с большими аммонитами, что более согласуется с указанием Штубендорфа и дает основание предполагать, что именно из района пос. Тюматы происходит обломок *Hedenstroemia mojsisovici*.

Триасовые отложения впервые (1939 г.) были выделены в этом районе А. И. Гусевым, который условно отнес к триасу верхнюю часть архаических песчаников пурской толщи.

В 1943 г. К. К. Демюков и В. А. Первушинский доставили из этого района весьма интересную коллекцию нижнетриасовых аммонитов, определенную Л. Д. Кипарисовой.

Отложения нижнего триаса распространены по левобережью р. Пура и в долине рр. Никабыт и Кэлимяр до устья реки Олдонго.

Общая мощность триасовых отложений не превышает 300 м. По литологическим признакам толща этих отложений подразделяется на две части: 1) нижнюю песчаную, мощностью свыше 80 м, и 2) верхнюю сланцевую, мощностью до 150 м. Между этими толщами залегает 15-метровый пласт серых известняков.

По наблюдениям К. К. Демюкова, триас согласно залегает на континентальных отложениях верхней перми и трансгрессивно перекрывается среднеярусными песчаниками. Нужно оговориться, однако, в отношении нижнего контакта. Поскольку морской триас перекрывает континентальную пермь, вряд ли можно согласиться с тем, что здесь имеет место согласное залегание.

К. К. Демюков приводит следующий сводный разрез триаса в районе рр. Пура и Никабыт (снизу вверх):

1. Песчаники мелкозернистые глинистые, коричнево-серые с фукондами и волноприбойными знаками 20 м
- Эти песчаники перекрывают битуминозные коричнево-серые углистые сланцы верхней перми с линзами и прослоями конгломератов.
2. Аргиллиты серые 10 м
3. Песчаники полимиктовые, коричнево-серые, битуминозные 10 м
4. Песчаники светло-зеленые полимиктовые с маломощными прослоями конгломератов, с галькой известняков 40 м
- На р. Никабыт в этих песчаниках была найдена *Nucula aff. goldjussi* Al'v., датирующая триас (нижний, в данном случае).
5. Известняк мергелистый желто-серый 15 м

6. Глинистые сланцы с прослоями мергелей и известняковых конкреций, в которых найдены крупные аммониты *Clypeoceras olenekensis* Kir'g. ex MS) 50 м

По заключению Л. Д. Кипарисовой, аммониты определяют средние зоны нижнего триаса, так как известны из слоев с *Hedenstroemia* в Соляном крае.

7. Сланцы песчано-глинистые с древесиной 20 м

8. Глинистые сланцы черные и серые, с прослоями песчаников и мергелей до 80 м

В нижних горизонтах по правобережью р. Никабыт в этой толще были собраны многочисленные аммониты: *Xenodiscus* (*Svalbardiceras*) aff. *schmidt* Mojs., *X. (Xenaspis) demokidovi* Kir'g., *Pseudosageceras* cf. *longilobatum* Kir'g. (ex MS), *P. sp. nov. ind.*, *Anodontophora* sp. ind., *Gerullia* cf. *incurvata* Leps.

Форма первая близка к описанной Э. Мойсисовичем [13] из оленекских слоев, но отличается от нее деталями в строении сuture и в форме раковины.

Pseudosageceras longilobatum Kir'g. известен из субколумбитовых слоев нижнего триаса Уссурийского края, эквивалентных оленекским слоям [4].

9. Сланцы черные с *Mysidioptera* (?) sp. 20 м

Хотя Л. Д. Кипарисова условно указывает на вероятный карниевский возраст сланцев с *Mysidioptera* (?) sp., однако нет уверенности в точности датировки возраста, так как даже розовое определение берется под сомнение. Весьма вероятно, что крупные пелешподы, отдаленно напоминающие мизидоптер, более близки *Myalina* из нижнего триаса.

Подобные формы были найдены А. Б. Алексеевым в 1953 г. на восточном Таймыре и были отнесены автором настоящей статьи к *Myalina* aff. *schamarae* Bit'In.

Толщу полимиктовых светло-зеленых песчаников с *Nucula* aff. *goldjussi* Al'v. в разрезе, приводимом К. К. Демюковым, целесообразно выделить в местную, нижнюю, толщу, — а толщу глинистых сланцев, перекрывающих нижние песчаники, называть никабытской толщей глинистых сланцев. Тогда разрез нижнего триаса в районе р. Пура будет состоять из двух толщ: 1) нижней толщей песчаников — более 80 м; 2) никабытской (верхней) толщей глинистых сланцев с аммонитами — 150 м.

Никабытская толща объединяет как подоленикские, так и оленекские слои нижнего триаса, поскольку литологически их очень трудно различать. Отложения среднего и верхнего триаса в Пур-Оленекском районе, по-видимому, выпадают из разреза, во всяком случае фаунистическими находками их наличие не подтверждается.

В 1948 г. в районе р. Пура, вверх по течению его и к западу от района работ К. К. Демюкова, вел геологические исследования Д. С. Гантман. Разрез нижнетриасовых отложений, приводимый Д. С. Гантманом, в общем совпадает с разрезом, составленным К. К. Демюковым (рис. 1, 5а), а именно (снизу вверх):

1. Песчаники и глинистые алевролиты серые и зеленоватые с прослоями вишнево-красного алевролита, с линзами конгломерата до 80 м.

Тут же найдена окаменевшая древесина и растительный детрит.

2. Глинистые сланцы с прослоями известковистых песчаников и мергелей. 200 м. На р. Хос-Терюгтах в этой толще были найдены крупные аммониты *Paranorites olenekensis* Kir'g. (ex MS), *P. aff. olenekensis*, *Clypeoceras gantmant* Kir'g. (ex MS).

По заключению Л. Д. Кипарисовой, комплексе указанных форм соответствует слой с *Hedenstroemia* из Соляного края и определяет средние зоны нижнего триаса (подоленикские слои).

Плохой сохранности многочисленные пелелинды на водоразделе р. Хос-Терюктах были условно отнесены к среднетриасовым *Anodontophora* (?). По-видимому, возраст и этих пелелинд нижнетриасовый. Это тем более вероятно, что Д. С. Гаитман упоминает о *Bellerophon*, найденном в песчанках с *Anodontophora* (?). Как известно, белерофонтиды выше нижнего триаса не встречаются и песчанки с *Anodontophora* (?) не могут быть моложе нижнего триаса.

В районе р. Никабат, правого притока р. Оленек (р. Хорбогуюнки) Н. А. Брейслер собрал большую коллекцию нижнетриасовых аммонитов. Аммониты определяла П. Г. Ильина, которая приводит *Clypeoceras*, *Protychites*, *Ornithoceras* и *Pseudosageceras multilobatum* Noettl., являющиеся руководящей формой средних зон нижнего триаса.

В районе пос. Тюмяти был установлен следующий разрез триасовых отложений (табл. 4).

Разрез триаса по левому берегу р. Оленек в 20 км севернее пос. Тюмяти

Отдел	Мощность, м	Описание пород	Некоторые формы (определение Ю. Н. Попова)
Песчаный триас	45	Глина темно-серая, плотная с прослоями алевролитов и известняков — 45 м	<i>Xenodiscus</i> cf. <i>Karpinskii</i> Mojs., <i>Alicia</i> sp. ind.
	135	Песчанки зелено-серой и серой, мелкозернистой с прослоями глины. Песчанки темно-серой	<i>Myalina</i> sp. ind. aff. <i>A. schamarae</i> Blinn., <i>Estheria</i> sp. indet.

Аммониты определяют верхние горизонты зотриаса (олениские слои), миналины — более низкие горизонты зотриаса (подолениские слои).

При сравнении пур-олениских разрезов с улахан-юряжскими заметна их близость, но в то же время имеется и различие. Слои ракушечника с *Posidonia*, четко представленные в разрезах р. Улахан-Юряж и подстилающие олениские слои, отсутствуют в пур-олениских разрезах, что затрудняет выделение олениских и подолениских слоев в никабатской толще. Кроме того, в никабатской толще не встречаются такие характерные формы из олениских слоев, как *Sibirites*, *Keyserlingites*, *Olenekites*.

6. РАЙОН Р. ТААС-ЛЯКИТА

В 1950 г. В. С. Журавлев и Ю. М. Иванов выделяли в этом районе неразделенный пермо-триас.

В нижнем течении р. Таас-Лякита, левого притока р. Лякита, Р. А. Ростов при исследованиях, проводившихся в 1952 г., нашел ракушечника с аммонитами нижнего триаса. Вторая находка таких же аммонитов приурочена к нижнему течению р. Неекю-Юрагэ (приток Кэлимара). Опираясь на эти местонахождения триасовой фауны и на однообразный характер пород, Р. А. Ростов устанавливает сплошную полосу триаса в долине р. Таас-Лякит, тянущуюся почти от ее устья до истоков.

Р. А. Ростов приводит следующий схематический разрез триаса этого района (снизу вверх):

1. Глины сланцеватые темно-серые. . . 6 см.
2. Переслаивание песчаников и глин темно-серых.

3. Песчанки зелено- и светло-серые, с частой косою слоистостью, фукоидами и ворончатой текстурой.

Внизу глыбы ракушечника, переполненного битой ракушкой и аммонитами. . . 70—80 м.

Ю. Н. Попов цитирует стрелы: *Xenodiscus karpinskii* Mojs., *Alicia* sp. ind.

Составление разрезов триаса различных участков Лено-Оленекского района

Отдел	Ярус, слои	Усть-Оленекский район (Н. А. Брейслер, В. М. Муравленко)	Улахан-Юряжский район и хребет Прончищева (В. А. Ручков)	Вулкурская протока (П. И. Глушинский, М. М. Маладин, 1951 г.)	Пур-Оленекский район (К. К. Демкидов)
Средний триас	Алианский ярус	Сланцы верхнего лбаса	Глинистые сланцы и алевролиты среднего лбаса	Сланцы среднего лбаса	Сланцы нижней юры
		Песчанки зелено-серые и зеленые с прослоями сланцев с <i>Hungarites trifloris</i> , <i>Bayricites affinis</i> , <i>Hollandites pressus</i> , <i>Lingula polaris</i> — 380 м.	Песчанки темно-серые и сланцы до 230 м. <i>Lingula polaris</i> Lundgr., <i>Gerouilla</i> (?) cf. <i>arctica</i> , <i>Danubites</i> cf. <i>borialis</i> , мшанки	Песчанки с <i>Indigrites</i> . Песчанки зелено-серые — 280 м. <i>Hungarites ex gr. trifloris</i> , <i>Hungarites involutus</i> , <i>Gerouilla</i> (?) <i>arctica</i>	Не обнаружены
Нижний триас	Оленекский Оленекские Подолениские слои	Аргиллиты темно-серые с прослоями сидерита и мергелей с ворончатой структурой и шаровыми конкрециями — до 50 м. Аммониты <i>Sibirites</i> , <i>Olenekites</i> , <i>Keyserlingites</i> , <i>Xenodiscus karpinskii</i> и др.	Глинистые сланцы темные, плотные с прослоями мергеля, с шаровыми конкрециями — от 150 до 200 м. <i>Olenekites</i> , <i>Keyserlingites</i> , <i>Sibirites</i> , <i>Ps. (Claraia) aurita</i>	Песчанки зелено-серые и сланцы темно-серые с конкрециями — 120 м. <i>Olenekites</i> sp. nov., <i>Xenodiscus karpinskii</i> , <i>Pseudosageceras longilobatum</i> , <i>Ps. (Claraia) sp. Keyserlingites</i> sp.	Глинистые сланцы мергелистые и конкрециями. <i>Xenodiscus demokidovi</i> , <i>adosegeras longilobatum</i> и др.
		Не обнаружены	Глинистый сланец темно-серый с прослоями битой ракушки — 60 м. <i>Posidonia</i> sp., <i>Posidonia minor</i> Oeberg, <i>Glyptophyceras</i> (P) sp. ind.	Не обнаружены	Песчано-глинистые сланцы и мергели с <i>Myalina</i> и <i>Clypeoceras olenekense</i> и др.
Нижний триас	Индский	Переслаивание песчаников зелено-серых и туффитов до 200 м. <i>Estheria gutta</i>	Разрыв	Разрыв	Песчанки зелено-серой с галькой обломками эффузивов. <i>Nucula aff. goldfussi</i>
		Песчанки перли	Прибрежно-морские отложения верхней перли	Континентальные осадки верхней перли	

Многочисленные пеллоиды на водорадеде...
 Слово отнесены к среднетриасовым *Anodonta*...
 му, возраст и этих пеллоид нижнетриасовый...
 что Д. С. Гантман упоминает о *Bellerophon*...
 с *Anodontophora* (?). Как известно, беллеро...
 триаса не встречаются и песчанки с *Alno*...
 быт в юго-западной части триаса...
 т, правого притока р. Оленек (р. Хорбогунки)...
 большую коллекцию нижнетриасовых аммонитов...
 П. Г. Ильина, которая приводит *Cyrtoceras*...
 и *Pseudosagceras multilobatum* Noell...
 той формы средних зон нижнего триаса...
 быт установлен следующий разрез триасовых

3. Песчанки зелено- и светло-серые, с частой косою слоистостью, флюкцидами и ворончатой текстурой. Ввиду длины ракушки, переполненной битой ракушек и аммонитов, 70—80 м.

триаса по левому берегу р. Оленек в 20 км севернее пос. Тонкети

Таблица 4

Описание пород	Ископаемые формы (определение Ю. Н. Попова)
Сланцы темно-серые, плотные с прослоями алевритов и известняков	<i>Xenodiscus</i> cf. <i>Karpinskii</i> Mojs., <i>Aurilia</i> sp. ind.
Песчанки зелено-серые и серые, слоистые с прослоями глин	<i>Myalina</i> sp. ind. aff. <i>M. schamarae</i> Bittn.
Песчанки темно-серые	<i>Esteria</i> sp. indet.

Вот верхние горизонты зотриаса (оленекине...
 ие низкие горизонты зотриаса (подоленекине...
 р-оленекине разрезов с улахан-юряхскими за-
 в то же время имеется и различие. Слои ракуш-
 ко представленные в разрезах р. Улахан-Юряха и
 екие слои, отсутствуют в пур-оленекине разрезах,
 ешение оленекине и подоленекине слоев в никаке-
 не того, в викабитской толще не встречаются также
 оленекине слоев, как *Sibirites*, *Keyserlingites*,

6. РАЙОН Р. ТААС-АЯКИТА
 Управлял и Ю. М. Иванов выделял в этом районе...
 триаса...
 иши р. Таас-Аякита, левого притока р. Аякита...
 исследований, проводившихся в 1932 г., нашел раз-
 амни нижнего триаса. Вторая находка таких же
 на к нижнему течению р. Неюю-Юрэгэ (приток
 в на эти местонахождения триасовой фауны и на
 стер пород, Р. А. Ростов устанавливает сплошную
 ине р. Таас-Аякит, тянущуюся почти от ее устья до
 иводит следующий схематический разрез триаса
 (вверх):
 ватые темно-серые... 6 см.
 е песчанков и глин темно-серых.

Сопоставление разрезов триаса различных участков Лено-Оленекского района

Таблица 5

Отдел	Юрус, слои	Усть-Оленекский район (Н. А. Брейслер, В. М. Муравьев)	Улахан-Юряхский район и хребет Прончищева (В. А. Ручков)	Булурукский проток (П. И. Глаушинский, М. М. Маладин, 1951 г.)	Пур-Оленекский район (К. К. Демочкин)	Мас-Чекуровский (П. И. Глаушинский, И. М. Мигай и др.)	Хардулахские горы (А. И. Гусев, И. Т. Николаев)
		Сланцы верхнего ледаса	Глинистые сланцы и алевриты среднего ледаса	Сланцы среднего ледаса	Сланцы нижней юры	Верхняя и средняя юра	Песчанки каринского яруса <i>Nalobia</i> sp. ind., <i>Pseudomonotis scaliformis</i>
Средний триас	Аннинский ярус	Песчанки зелено-серые и зеленые с прослоями сланцев с <i>Hungarites trifurcatus</i> , <i>Beyrichites affinis</i> , <i>Holländites pressus</i> , <i>Lingula polaris</i> — 380 м. Сланцы темно-серые с <i>Lingula polaris</i> , <i>Gervillia</i> 280—320 м.	Песчанки темно-серые и сланцы до 250 м. <i>Lingula polaris</i> Lundgr., <i>Gervillia</i> (?) cf. <i>arctica</i> , <i>Danubites</i> cf. <i>borealis</i> , мшанки	Песчанки с <i>Indigirites</i> , <i>Pseudonotis</i> зелено-серые — 230 м. <i>Hungarites</i> ex gr. <i>trifurcatus</i> , <i>Hungarites involutus</i> , <i>Gervillia</i> (?) <i>arctica</i>	Не обнаружены	Темно-серые песчанки — 20 м. <i>Gervillia exarrecta</i> , <i>Myalina</i> ex gr. <i>edulisiformis</i> , <i>Cidaris</i> , <i>Leptanites</i> (?) sp. nov.	Песчанки с <i>Hungarites trifurcatus</i> , <i>Danubites borealis</i> , <i>Myalina edulisiformis</i> , <i>Gervillia exarrecta</i> , <i>Lingula polaris</i>
Нижний триас	Оленекский	Алевриты темно-серые с прослоями сланцев и мергелей с ворончатой структурой и шаровыми конкрециями — до 50 м. Аммониты <i>Sibirites</i> , <i>Olenekites</i> , <i>Keyserlingites</i> , <i>Xenodiscus karpinskii</i> и др.	Глинистые сланцы темные, плотные с прослоями мергеля, с шаровыми конкрециями — от 150 до 300 м. <i>Olenekites</i> , <i>Keyserlingites</i> , <i>Sibirites</i> , <i>Ps.</i> (<i>Claraia</i>) <i>aurea</i>	Песчанки зелено-серые и сланцы темно-серые с конкрециями — 120 м. <i>Olenekites</i> sp. nov., <i>Xenodiscus karpinskii</i> , <i>Pseudosagceras longilobatum</i> , <i>Ps.</i> (<i>Claraia</i>) sp., <i>Keyserlingites</i> sp.	Глинистые сланцы черные и серые с прослоями мергелей и конкрециями. <i>Xenodiscus demoldovi</i> , <i>Pseudosagceras longilobatum</i>	Слой с <i>Vishnites</i> (?) sp. ind.	Песчаные сланцы с конкрециями. <i>Prosphingites szechuanensis</i>
	Подоленекине	Не обнаружены	Глинистый сланец темно-серый с прослоями битой ракушки — 60 м. <i>Posidonia</i> sp., <i>Posidonia mitter Obergg.</i> , <i>Glyptophyceras</i> (?) sp. ind.	Не обнаружены		Песчано-глинистые сланцы и песчанки с <i>Myalina</i> Глинистые сланцы с прослоями мергелей и конкрециями. <i>Cyrtoceras olenekensis</i> и др.	Не обнаружены
	Индский	Не обнаружены	Пересадивание песчанков зелено-серых и туффитов до 200 м <i>Esteria gutta</i>	Разрыв	Песчанки зелено-серые с галькой, с обломками эффузивов. <i>Nucula</i> aff. <i>goldfussi</i>	Не обнаружены	Конгломераты и песчанки перми
	Пур-Оленекский	Не обнаружены	Песчанки перми	Прибрежно-морские отложения перми	Континентальные осадки верхней перми	Пермские отложения	

Плохой сохранности многочисленные пелешподы на водоразделе р. Хос-Терюгтях были условно отнесены к среднетриасовым *Anodontophora* (?). По-видимому, возраст и этих пелешпод нижнетриасовой. Это тем более вероятно, что Д. С. Гантман упоминает о *Bellerophon* в песчанниках с *Anodontophora* (?). Как известно, беллеро-

фонг
dont
I
П.
тов,
ras,
явл
H
отдк

О
слс
слк
ме
ня
по
чт
об
ха
О

не
Р
Ю
В
К
Ю
П
И
Э

64

3. Песчанники зелено- и светло-серые, с частой косой слоистостью, фукоидами и ворончатой текстурой.

Внизу линзы ракушняка, переполненного битой ракушей и аммонитами... 70—80 м.

Ю. П. Попов приводит отсюда: *Xenodiscus karpinskii* Mojs., X. cf. *karpinskii* Mojs., X. ex gr. *karpinskii* Mojs., *Pseudomonotis* sp.

Комплексы названных форм определяют верхи нижнего триаса (оленекские слои).

4. Глины темно-серые с редкими прослоями темно-серых косослоистых песчанников... 15—20 м.

Фукоиды, волнопробойные знаки, конкреции пирита.

5. Песчанники зелено-серые слюдистые, с углистым шламом, линзы гравия... 35—40 м.

6. Глины красновато-коричневые. Прослой песчанников. Линзы конгломерата, в гальках которого определяется *Estheria* sp... до 25 м.

7. Песчанники зеленые, в основании линзы конгломерата с галькой зеленых сланцев с *Estheria* sp. и *Myophoria* cf. *laevigata*... 20 м.

Общая мощность отложений, относимых к триасу... 170—200 м.

Следовательно, в районе р. Таас-Аякита наличие нижнего триаса установлено и подтверждается находками достоверной аммонитовой фауны. Выходы триаса окаймляют с востока палеозойский оленекский выступ Сибирской платформы. Средний триас предполагается, но не доказан.

Осадки триаса терригенные, небольшой мощности, отлагались они в прибрежной части открытого моря Лено-Оленекского прогиба.

СВОДНЫЙ РАЗРЕЗ ТРИАСОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ И ХАРАКТЕРНЫЕ КОМПЛЕКСЫ ФОРМ ИСКОПАЕМОЙ ФАУНЫ

Сопоставление разрезов триаса различных участков Ленско-Оленекского района дано в табл. 5.

Тюмятинский разрез характеризует полосу прибрежных отложений парагосинклинального типа. Его особенностью является выпадение всего среднего триаса и устойчивый характер нижнетриасовых отложений, представленных тонкоотмученными глинами с аммонитами и тонкостворчатыми пелешподами.

Во всех других разрезах нижний триас представлен толщей песчанников морского происхождения с аммонитами и пелешподами, которые подстилаются глинистыми сланцами нижнего триаса. Обычно эти глинистые сланцы содержат аммонитовую фауну оленекских слоев и редкие пелешподы типа *Claraia*.

Только в районе р. Улахан-Юряха вскрыты глубоко залегающие ракушняки подоленинских слоев, переполненные тонкими створками *Posidonia* и давленными раковинами аммонитов. Такие ракушняки в Пур-Оленекском районе нигде не были встречены, хотя часто в нижнетриасовых сланцах и здесь находят пелешподы. Однако последние все же не образуют в Пур-Оленекском районе таких густых скопления, как на р. Улахан-Юряхе. По-видимому, это объясняется тем, что Пур-Оленекский разрез характеризует более мелководные отложения, ближе расположенные к линии берега.

Разрез Чекуровского мыса аналогичен разрезам Оленекской и Булкурской проток, но недостаточно еще изучен.

Общая стратиграфическая схема триасовых отложений Лено-Оленекского района получает свое обоснование благодаря закономерной смене в разрезах одного комплекса форм другим, более или менее от него отличным. Наличие аммонитовых форм, характерных для каждого отдела триаса, обеспечивает как надежность выделения стратиграфических единиц, так и возможность широкой корреляции комплексов

5 Тр НИИГА, т. 67

65

фауны и сопоставления их с фаунами не только соседних районов, но и с фаунами отдаленных зоогеографических провинций триаса.

При сведении в общий комплекс всех палеонтологических находок, приуроченных к различным толщам триаса, получается достаточно полная палеонтологическая характеристика триасовых отложений Цено-Оленевского района.

Нижний триас

1. Нижний эотриас (Т₁) — туффитовая толща

Самые глубокие слои нижнего триаса представлены в разрезе р. Улахан-Юрхя и в Пур-Оленевском районе переслаиванием зеленовато-серых туфогенных песчаников с линзами галек аргиллитов, зелено-серых туффитов, зеленых и шоколадных сланцев. Мощность этой свиты на р. Улахан-Юрхя достигает 200 м. В Пур-Оленевском районе зелено-серые песчаники с обломочками эффузивных пород и с включением галек эквивалентны туффитам р. Улахан-Юрхя. Мощность их здесь от 10 до 80 м.

В этой толще песчаников и туффитов встречены редкие *Estheria gutta* Lutk и *E. aequale* Lutk, определяющие, по заключению Е. М. Люткевича, нижний триас. Часто встречается растительный детрит. Вероятно, отсюда происходит *Nucula* aff. *goldjussi* Alb. из Пур-Оленевского района.

Корреляция туффитовой толщи с отложениями более удаленных областей ненадежна.

2. Средний эотриас (Т₂) — подолениские слои

На р. Улахан-Юрхя средний эотриас представлен глинистыми сланцами темно-серыми, почти черными с простоями битой ракушки — 60 м.

В Пур-Оленевском районе этим слоям соответствуют глинистые сланцы с простоями мергелей с известковыми конкрециями, включающими крупные аммониты.

Только слой песчаника с *Myalina* ex gr. *schamarae* Bittn., мощностью до 45 м, сопоставляется с ракушняками р. Улахан-Юрхя.

Характерными формами подолениских слоев являются: Аммониты: *Paranorites olenekensis* Kipar., *P.* aff. *olenekensis* Kipar., *Clypeoceras gantmani* Kipar., *Glyptophiceras* (?) sp. ind., *Orphiceras* (*Lyttophiceras*) sp. ind., *Metophiceras* (?) sp., *Hedenstroemia mojsisovicsi* Dien.

Пелелиподы: *Posidonia mimer* Oeberg., *P.* ex gr. *mimer* Oeberg., *Posidonia* sp., *Pseudomonotis* (*Claraia*) cf. *stachei* Bittn., *Myalina* sp. ind. aff. *schamarae* Bittn.

Возраст подолениских слоев, как среднеэотриасовый, устанавливается довольно точно. Крупные *Clypeoceras* и другие формы, найденные К. К. Демоклидовым, представляются клиноцерасами, подобными верхояльским, индигирским и колымским формам. Благодаря этой находке, подолениские слои в районе пос. Тюмяти без затруднения сопоставляются с кулинскими слоями Индигирско-Колымского края, где вместе с *Clypeoceras* встречаются *Hedenstroemia mojsisovicsi* Dien. и *Pseudosageceras multilobatum* Noetling., определяющие средние зоны нижнего триаса, эквивалентные слоям *Hedenstroemia* Соляного края и Гималаев.

Примечательно, что в районе истоков р. Колымы, выше слоев с крупными аммонитами располагается толща сланцев, сплошь переполненных створками *Posidonia* и давленными аммонитами. Мощность этого ракушняка здесь достигает 250 м. Точно такие же сланцы и прослой ракушняка установлены в районе р. Улахан-Юрхя, где их мощность достигает 200 м.

66

Комплекс ископаемых и характерные признаки сланцев на р. Оленек и в истоках р. Колымы не оставляют сомнения в том, что это — отложения не только однозростные, но и образовавшиеся в одном морском бассейне и в одной и той же фациальной обстановке.

Вероятно, что скопление двусторков с тонкими раковинами происходило в открытом море на глубоких банках. Глубина моря над банками доходила до 200 м.

3. Верхний эотриас (Т₃) — оленевские слои

Верхний эотриас представлен глинистыми сланцами темными, почти черными, плотными с прослоями мергеля, с шаровыми конкрециями. Песчаники зеленовато-серые в подлинном количестве (оленевская протока, устье р. Оленек). Мощность от 120 до 200 м.

Характерными формами оленевских слоев являются: Аммониты: *Olenekites* sp. nov., *O. volutus* (Mojs.), *O. sigma-toides* (Mojs.), *O. densiplicatus* (Mojs.), *O. altus* (Mojs.), *O. intermedius* (Mojs.), *O. glacialis* (Mojs.), *O. tolli* (Mojs.), *Dinarites levis* (Mojs.), *Xenodiscus multiplicatus* (Mojs.), *X. hyperboreus* (Mojs.), *X. eiscretus* (Mojs.), *X. fissiplicatus* (Mojs.), *X. schmidti* (Mojs.), *X. cuomphalus* (Mojs.), *X. karpinskii* (Mojs.), *X. (Xenaspis) demokidovi* Kipar., *Czekanowskites decipiens* (Mojs.), *Cz. tinostranzeji* (Mojs.), *Pseudosageceras longilobatum* Kipar., *P.* sp. nov., *Keyserlingites middendorffi* (Keys.), *K. schrenki* (Mojs.), *K. subrobustus* (Mojs.), *K. nikitini* (Mojs.), *K. bungei* (Mojs.), *Sibirites cichwaldi* (Keys.), *S. pretiosus* Mojs., *Prosphingites czekanowskii* Mojs., *Gonodiscus dentosus* (Mojs.), *Meekoceras rotundatum* Mojs., *M. mojsisovicsi* Dien., *M. keyserlingi* Mojs., *Koninckites sibiricum* (Mojs.), *K.* sp. nov. aff. *Koninckites timorensis* Wann., *Stachettes* (?) sp. ind., *Danubites* sp. ind., *Mojsuroceras suboratum* (Keys.) Dien., *Atractites* sp. ind., *Orthoceras* sp. ind.

Пелелиподы: *Gervillia* cf. *incurvata* Leps., *G.* cf. *exporecta* Leps., *Pseudomonotis* (*Claraia*) cf. *stachei* Bittn., *P.* (*Claraia*) cf. *aurita* Hauser., *Pseudomonotis* (*Claraia*) sp., *Pecten* (*Velopecten*) *alberti* Goldi., *Anodontophora* sp. indet., *Avicula* (?) sp. nov. indet.

Брахиподы: *Orbiculoidea* sp., *Lingula tenuissima* Bronn., *L. borealis* Bittn., *Rhynchonella* sp. ind., *Spiriferina* sp. ind.

Таким образом, исходя из сказанного выше, можно прийти к заключению, что возраст туффитовой толщи определяется находением *Estheria gutta* Lutk и *Estheria aequale* Lutk, которые аналогичны эстериям из песчано-сланцевой толщи нижнего триаса в верхнем течении рр. Индигирки и Колымы. Поскольку на р. Индигирке (в долине р. Колымы) вместе с эстериями были найдены также и аммониты *Glyptophiceras pascoei* Spaih. и пелелиподы *Gervillia exporecta* Leps., то нет сомнения в нижнетриасовом возрасте этих слоев [6].

Удивительное совпадение разрезов оленевских и индигирско-колымских само бросается в глаза и причину этого надо искать в существовавшем когда-то морском сообщении этих отдаленных районов и в одинаковой фациальной обстановке (табл. 6).

Определение возраста оленевских слоев представляло в свое время трудную задачу. Э. Мойсисович [13] отнес слои с аммонитовой фауной, собранной А. Л. Чекановским в устье р. Оленек, к верхней части вертебрального яруса нижнего триаса, учитывая при этом в основном зоологический характер фауны, целиком состоящей из новых, неизвестных форм. Э. Мойсисович, приняв во внимание лишь отдаленное сходство *Olenekites* с *Dinartes*, считал оленевские слои аналогами зоны с *Troilites cassianus*. В Вааген и К. Динер присоединились к этому мнению Э. Мойсисовича, однако, К. Динер считал оленевские слои гомотексаль-

5*

67

Таблица 6

Корреляционная схема транссовых огляжений северо-восточной Сибири и сопредельных стран

Отдел	Ярус	Лено-Оленекский район	Верхнее течение рр. Колымы и Индигирки	о. Шпицберген	Уссурийский край	Гималаи-Соданой край	Северная Америка
Средний триас	Амнянский, Верхняя часть	Слои с <i>Neodaininites dentatum</i> sp.		Слой 40 и 41 <i>Festingsporifis</i>	Слои с <i>Ussurites</i> и <i>Ptychites</i>	Слои с <i>Ptychites rugifer</i> <i>Beugites</i>	Зона с <i>Danoniella dubia</i> Слои с <i>Parapanoceras</i>
	Амнянский, Нижняя часть	Хангауэские слои <i>Beugites affinis</i> , <i>Hungarites trifloris</i> , <i>Parapanoceras</i> , <i>Gerullia? arctica</i>	Слои с <i>Hungarites trifloris</i> , <i>Parapanoceras affinis</i> , <i>Trigonodus aff. sandbergeri</i>	Слои с <i>Beugites affinis</i>			
Нижний триас	Оленекский	Оленекские слои с <i>Olenekites</i> , <i>Stirites</i> , <i>Keysserlingites</i> , <i>Pseudosageceras longilobatum</i>	Оленекские слои с <i>Prosphingites</i> , <i>Keysserlingites</i>	Верхняя часть горных зон с рудами с <i>Pseudosageceras grippi</i> , <i>Prosphingites</i>	Субокумбитовые слои <i>Pseudosageceras</i>	Слои с <i>Prohungarites</i> , <i>Sibirites</i> Кашмира	Зона с <i>Columbites</i> Зона с <i>Tirolites</i> Слои с <i>Meekoceras</i>
	Индигирки	Подоленикские слои <i>Ракушкин</i> и слои с <i>Clavicornites</i> , <i>Keysserlingites</i> , <i>Pseudosageceras minor</i>	Кулиньские слои <i>Ракушкин</i> и слои с <i>Hungarites</i> , <i>Maissonia</i> , <i>multilobatum</i> , <i>Pseudosageceras christophori</i>	Нижняя часть горных зон с рудами с <i>Gothisia nodosus</i> , <i>Ana-sibirites</i>	Фредингитовые слои Микроперисовые слои	Слои с <i>Hedenstroemia</i> и <i>Pseudosageceras</i> Слои с <i>Meekoceras</i>	Слои с <i>Pseudosageceras multilobatum</i>
		Туфитовая толща с <i>Estheria aquata</i> , <i>Migaloceras</i> aff. <i>schlemmerae</i>	Аравские слои с <i>Estheria aquata</i> , <i>Migaloceras</i> aff. <i>schlemmerae</i> , <i>Oticeras</i> sp., <i>Oticeras bo-trale</i>		Базальные слои	Слои с <i>Ophiceras</i> Слои с <i>Oticeras</i> отменности без омонимности	

68

ными слоями — *Hedenstroemia* Гималаев, и только позднее [9] признал возможным сопоставить их с колумбитовыми слоями Северной Америки.

Ф. Нетлинг параллелизовал оленекские слои с раковинным известняком Гималаев, т. е. со средним триасом.

В настоящее время в результате исследований К. М. Громова, П. А. Брейслера, П. И. Глушинского и других установлено, что оленекские слои перекрываются среднетриасовыми (азиатскими) слоями и, следовательно, заключение Ф. Нетлинга отпадает.

К тому же *Xenodiscus*, *Meekoceras*, *Koninckites* и *Goniodiscus* — это роды, которые никогда не переходят границу нижнего триаса.

Кроме того, теперь известно, что оленекские слои подстилаются слоями с крупными *Hedenstroemia*, *Clypeoceras*. Находку *Hedenstroemia mojsisovici* Dieп., которую Э. Мойсисович описал [14], как происходящую из устья р. Оленек, мы, по-видимому, должны согласно указанию Штубендорфа переопределить, как происходящую из верхов р. Оленек, т. е. из района пос. Тюмяти. Следовательно, именно подоленикские слои гомотоксальны слоям с *Hedenstroemia*. Оленекские же слои являются аналогами или *Columbitan* Северной Америки, или, как считает Л. Слат [15], они образуют самую верхнюю зону нижнего триаса — *Olenekian* или *Prohungaritan*.

Уточнение возраста оленекских слоев является несомненной заслугой геологов Арктического института и Института геологии Арктики.

Л. Д. Кипарисова сопоставляет субокумбитовые слои Уссурийского края с оленекскими слоями. Общей формой для обоих районов является *Pseudosageceras longilobatum* Кираг. и просфингиты [4].

В табл. 4 приводится сопоставление нижнего триаса Лено-Оленекского района с отложениями Шпицбергена, Гималаев и Северной Америки, т. е. преимущественно с теми областями, которые прилегают к тихоокеанскому бассейну нижнего триаса или к бореальному бассейну.

Группы аммонитов из подоленикских слоев, как-то: *Hedenstroemia*, *Clypeoceras*, указывают на близость их к индигирскому и колымскому районам, откуда, помимо того, известны аммониты из группы *Ophiceras*, *Paranorites* и характерный и универсальный вид — *Pseudosageceras multilobatum* Noeth., распространенный в Уссурийском крае, в Гималаях, на о. Мадагаскаре и в Северной Америке. Указанные выше формы аммонитов также распространены циркумпашифически и трансгрессия моря, с которым связано образование подоленикских слоев, по-видимому, захватывала весь северо-восток Азии и открывала широкий путь для проникновения тихоокеанской аммонитовой фауны в пределы верхнего течения рр. Колымы и Индигирки и далее — в пределы Верхоянской геосинклинали до района пос. Тюмяти и устья р. Оленек.

В районе бореального бассейна — у Шпицбергена и Гренландии — влияние миграции тихоокеанских аммонитов затухает и скрывается весьма слабо.

Во время отложения оленекских слоев произошло существенное изменение в характере нижнетриасовой фауны.

К. Динер [9] указывает, что для оленекских слоев характерны три рода аммонитов *Olenekites*, *Czekanowskites* и *Keysserlingites*, которые не позволяют установить близкого отношения с родами субтропическо-экваториального пояса.

Появление чисто оленекских групп аммонитов указывает на изолированное положение оленекской фауны, а следовательно, на обособление бореального бассейна от тихоокеанского. Зависело ли такое обособление от климатических факторов или было обусловлено палеогеографическими изменениями, сказать пока трудно. К югу от р. Оленек уменьшается распространение оленекских аммонитов, которые вообще неизвестны к югу от Охотско-Колымского водораздела. Но в то же время известно, что

69

Pseudosagoceras longilobatum Kirag. обитал и в Уссурийском крае и в районе пос. Тюмяти.

К. Динер считает, что обособление оленекской фауны от фауны субтропических областей было более резким, чем в верхней юре.

Средний триас

1. Анзйский ярус (T₂¹) — нижняя часть

Анзйский ярус сложен песчанками зелеными и темно-серыми с подчиненным количеством темно-серых сланцев. Мощность от 250 до 320 м.

Характерными формами для этих слоев являются:

Аммониты: *Arctoceras primus* Kirag., *Beurichtes affinis* Mojs., *Hungarites triformis* Mojs., *H. probus* Kirag., *H. involutus* Kirag., *H. tetragonus* (Voisn.), *H. aff. solimani* Toulou, *H. gusevi* Kirag., *H. grunulus* Kirag., *Japonites olenekensis* Kirag., *Tropigastrites* sp. nov., *Danubites* cf. *borealis* Kirag., *Danubites* sp., *Gymnotoceras* sp. II и sp. III, *Hollandites* aff. *pressus* Kirag., *Parapropanoceras* sp. nov., *Atractites* sp. ind.

Пелециподы: *Gervillia exprorecta* Leps., *Gervillia* (?) *arctica* Kirag., *Myoconcha* sp. nov. ind., *Mytilus* ex gr. *eduliformis* Schloth., *Myophoriopsis* (*Pseudocorbula*) *gregaroides* Phil., *Trigonodus* (?) *praelongus* Kirag., *T. aff. sandbergeri* Alb., *Pseudomonotis tas-aryensis* Voronetz., *Palaeonito olenekensis* Kirag., *Leda* sp. ind.

Гастроподы: *Naticorpsis* sp.

Брахиоподы: *Orbiculoidea* sp., *O. aff. discoides* Schloth. (= *O. sibirica* Moiss.), *Lingula polaris* Lundgr.

Иглокожи: *Cidaris* sp., мшанки *Dyscritella* sp. ind., скафоподы *Laevidentalium* sp. ind. Позвоночные: кости и зубы рыб, кости завров.

Путем сравнения фаун цефалопод устанавливается несомненная близость аммонитов Лено-Оленекского района с фауной Хараулахских гор и Колымского района.

Л. Д. Кипарисова [3] уже отметила близость фауны хребта Прончищева, устья р. Оленек и Хараулахских гор с анзйской фауной Шпицбергена и Исмидского залива Средиземноморской провинции. Наличие представителей рода *Parapropanoceras* сближает фауну описываемого района с фауной Северной Америки (слои с *Parapropanoceras*), а наличие *Beurichtes* указывает на близость с анзйским ярусом Шпицбергена, Гималаев, Японии, Северной Америки и Альп.

Такое широкое распространение аммонитов, обитавших в Лено-Оленекском районе, говорит о широком сообщении boreального моря с Тихим океаном. Вопреки заключению К. Динера, мы в согласии с Ф. Нейлингом допускаем соединение оленекской области в среднем триасе с уссурийской и японской. Но в то же время в среднем триасе несомненно существовала водная связь и со Шпицбергом.

Однако, это не исключает того факта, что фауна триаса всего северо-востока Азии и сибирского сектора Арктики носит обособленный характер, что проявляется как в видовом характере фауны, так в родовом (эндемические роды *Arctoceras*, *Amphipropanoceras*). Эта своеобразная фауна была выделена Э. Мойсониным, как фауна Аркто-пацифической триасовой провинции. Наличие этой морской провинции, связанной с Тихим океаном, предполагает широкую трансгрессию в области всего северо-востока Азии, достигавшую Охотского моря.

В то же время эта трансгрессия не исключает местных изменений береговой линии. В районе пос. Тюмяти наблюдается выпадение из разреза среднего триаса, что также имеет место по всей области Верхоянского хребта, по крайней мере в области его южных и западных склонов.

70

Анзйские отложения Лено-Оленекского района отлагались, по-видимому, в прибрежной мелководной полосе у берегов Ангариды, на что указывают прослои с растительным детритом, ракушки и обломками толстых раковин *Gervillia*, конгломератные пропластки в песчанниках.

2. Анзйский ярус (T₂²) — верхняя часть

Верхняя часть анзйского яруса сложена темно-серыми песчанками с шаровыми конкрециями, с линзами конгломератов, с прослоями мергелей, образующих биф-структуру, с растительным детритом — до 40 м. На левом берегу р. Лены против о. Тас-Ары и в районе р. Дахсы встречены аммониты *Neodalmatites* (?) sp., *Hungarites triformis* Mojs., *H. involutus* Kirag., пелециподы *Gervillia* (?) cf. *arctica* Kirag., иглокожи *Cidaris* sp.

По заключению Л. Д. Кипарисовой, комплекс аммонитов и пелеципод определяет анзйский ярус.

Находка *Neodalmatites* (?) sp. и других форм указывает на более высокую часть анзйского яруса, возможно даже на ладинский ярус, поскольку в Колымском крае *Neodalmatites* встречаются в слоях с дионеллами ладинского габитуса.

По наличию линз конгломератов и растительному детриту характер этих отложений является прибрежно-морским.

* * *

Найденные формы ископаемой фауны не доказывают наличия в Лено-Оленекском районе верхнего триаса. Указания на карнийскую фауну в районах пос. Булкур (определения Н. С. Воронца), устья р. Оленек (указание А. Л. Чекановского), хребта Прончищева (определение П. А. Герасимова), мыса Станнах-Хочо (определение Н. И. Новожилова) и на мысе Чекуровском (определение В. И. Бодылевского) не подтвердилось исследованиями других геологов. Но наличие в Ленско-Оленекском районе верхнего триаса возможно, тем более, что он известен в соседних областях — в Хараулахских горах и в районе Анабаро-Хатангского междуречья.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Биттнер А. Окаменелости из триасовых отложений Южно-Уссурийского края. Труды Геолога, т. VII, № 4, 1899.
- 2 Воронец Н. С. Мезозойская фауна хребта Хараулахского. Труды Аркт. инст., т. XXXVII, 1936.
- 3 Кипарисова Л. Д. Фауна триасовых отложений восточной части Советской Арктики. Труды Аркт. инст., т. 91, 1937.
- 4 Кипарисова Л. Д. К статиграфии нижнего триаса Южно-Уссурийского Приморья. Докл. АН СССР, т. 49, № 6, 1945.
- 5 Обручев В. А. Геология Сибири, т. 3. Мезозой, кайнозой. Изд. АН СССР, 1938.
- 6 Попов Ю. Н. О палеозоологии эстерей. Докл. АН СССР, т. 94, № 4, 1954.
- 7 Чекановский А. Л. Дневник экспедиции по рекам Нижней Тунгуске. Оленек и Лене в 1873—75 годах. Зап. Русск. Геогр. общ. по общ. географ., т. 20, № 1, 1896.
- 8 Bittner A. Ueber einige nordostsibirische Brachiopoden. Mem. Ac. Sc. de St. Peterb. 7 ser., t. 33, N 6, 1886.
- 9 Diener C. Die marinen Reiche der Triasperiode. Denksch. math.-natur. Klasse. B. 92, 1916.
- 10 Eichwald E. Ueber den Ichthyosaurien und Ceratiten Russlands. Bull. Sc. Ac. de St.-Petersb. 19, N 8, 1842.
- 11 Hyatt A. Cephalopoda. In Zittel-Esman-Text-book of Palaeontology. 1900.

71

12. Keyserling A. Beschreibung einiger von Dr. Middendorff mitgebrachter Ceratiten des Arctischen Sibiriens. Bull. phys.-math. Ac. Sc. St.-Petersb. t. 5, N 11, 1845.
13. Mojsisovics Ed. Arctische Triasfauna. Mem. Ac. Sc. de St.-Petersb., Ser 7, t. 33, N 6, 1886.
14. Mojsisovics Ed. Ueber einige arctische Trias-ammoniten des nordlichen Sibiriens. Mem. Ac. Sc. de St.-Petersb., Ser. 7, t. 33, N 5, 1888.
15. Spath L. F. The Ammonoides of the Trias Catalogue fossil Cephalopoda in the British Museum. Pl. 4, London, 1934.

А. Ф. ДИБНЕР

О ВОЗРАСТЕ ВЕРХНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ НОРДВИКСКОГО РАЙОНА ПО ДАННЫМ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

В течение пяти лет (с 1950 по 1956 г.) автор настоящей статьи занимался палинологическими исследованиями пермских отложений Нордвикского района. Всего было исследовано из кернового материала 15-ти скважин около тысячи образцов, специально отобранных в кернохранилищах экспедиции. Так как отбор керна в процессе бурения производился со значительными интервалами, то образцы распределены по разрезам неравномерно. Это обстоятельство усугублялось еще тем, что при палинологических исследованиях приходилось исключать крупнозернистые и сильно диагенезированные разности пород, в которых обычно не содержатся споры и пыльца.

Работам в Нордвикском районе предшествовали исследования С. Н. Наумовой в 1947 г. и Э. Н. Кара-Мурза в 1949 г. С. Н. Наумова по двум образцам (из 23 исследованных), содержащим споры и пыльцу, установила нижнепермский возраст отложений, вскрытых скважиной Р-42. Э. Н. Кара-Мурза, изучив спорово-пыльцевой состав пермских отложений по 50 образцам из скважин Р-2, Р-13 и Р-41, сопоставила разрезы и установила принадлежность их к нижне- и верхнепермским отложениям.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПАЛИНОЛОГИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Палинологические исследования верхнепалеозойских отложений осложняются трудностями общего порядка: в ископаемом состоянии споры и пыльца обычно разобщены с макроскопическими остатками продуцировавших их растений и поэтому подчас не только трудно, но и просто невозможно установить принадлежность спор и пыльцы к той или иной естественной группе. В связи с этим палинологи вынуждены прибегать к искусственным названиям форм и к классификациям, основанным на морфологических признаках спор и пыльцы. Между тем, известно, что морфологическое сходство ископаемых бывает в отдельных случаях чисто внешним, получившимся вследствие эволюционной конвергенции, а не из-за сходства происхождения [9]. Естественно, что при таких условиях достоверными можно считать только те виды, которые были определены непосредственно из спорангиев ископаемых растений. Так, например, Е. Нокс [8] указывает на трудности, возникающие при диагностике древних родов семейства плауновых, так как споры их современных представителей сходны не только между собой, но и со спорами предков, имевших почти такую же сетчатую или ямчатую экзину.

Другая трудность заключается в том, что современные методы химической подготовки пород для палинологического анализа не всегда позволяют извлечь споры из некоторых типов углей и сильно диагнезирванных отложений, даже в тех случаях, когда их присутствие было установлено в шлифах и аншлифах.

Как показали исследования, изученные нами породы очень слабо насыщены спорами и пылью. Это повлекло за собой необходимость обрабатывать большее, чем обычно, количество породы, а центрифугирование производить в пробирках соответственно большего объема, что способствовало получению положительных результатов даже в тех случаях, когда обработанные до этого образцы (обычного веса) были либо слабо насыщенными спорами и пылью, либо совсем их не содержали.

Палинологический анализ был произведен для 994 образцов из скважины, пробуренных на Нордвикском (P-41; P-42), Чайдажском (P-250, P-252, K-313, K-303), Южно-Тиганском (P-102, P-103, P-104, P-105, P-150, P-151), Ильинском (P-2, P-13) и Сындаском (P-201) участках. Из отложений нижней перми было исследовано 565 образцов, а из верхнепермских — 429. Споры и пыльца были найдены в 199 образцах, из которых 84 относятся к отложениям нижней, а 115 — к верхней перми. Нами установлена нижеследующая зависимость между встречаемостью спор и пыльцы и литологическим составом пород (табл. 1).

Таблица 1
Распределение спор и пыльцы в породах различного литологического состава

Порода	Количество исследованных образцов	Количество образцов со спорами и пылью	Процент содержания образцов со спорами и пылью
Песчаники	314	29	15
Алевролиты	230	33	15
Алевропелиты	126	46	36
Аргиллиты	290	86	30
Глины	34	5	15

Таким образом оказалось, что наиболее насыщены спорами и пылью алевролиты и аргиллиты. Кроме того, подтвердилась выявленная ранее [7] закономерность между окраской пород и степенью насыщенности их спорами и пылью: темноокрашенные отложения более насыщены ими, чем породы серо-зеленых оттенков.

Как уже отмечалось, в настоящее время не решен вопрос о принадлежности ископаемых спор и пыльцы к определенным таксономическим группам растений, поэтому при определении форм мы, в основном, пользовались атласом А. А. Любер и И. Э. Вальс [4], а также искусственной классификацией, предложенной С. Н. Наумовой [6].

Большая часть обнаруженных спор относится к группе, характеризующейся трехлучевой шелью разворачивания *Triletes* Reinsch. В пределах этой обширной группы значительно чаще встречаются споры без оторочки *Azonotriletes* L. u. b. и очень немногие формы имеют оторочку *Zonotriletes* Waltz. Более мелкой систематической единицей, соответствующей роли, являются подгруппы, в основу деления которых положен характер скульптуры экзины. Обнаруженные в образцах споры без оторочки подразделяются на следующие подгруппы:

Leiotriletes Naum — споры с гладкой экзиной;
Trachytriletes Naum. — споры с шагреновой экзиной;
Lophotriletes Naum. — споры с бугорчатой экзиной;
Acanthotriletes Naum. — споры с шиповатой экзиной;
Dictyotriletes Naum. — споры с сетчатой экзиной;
Periplectrotriletes Naum. — споры, переплетенные обвивающимися эвэликками.

Споры с оторочкой относятся к следующим подгруппам:
Hymenozonotriletes Naum. — споры с широкой плечатой оторочкой и

Stenozonotriletes Naum. — споры с узкой оторочкой.

Кроме того, в единичных количествах встречаются споры без щели разворачивания, относящиеся к группе *Aletes* Ibr.

В работах А. А. Любер [5], М. А. Седовой [1], Е. Нюкс [8] и других исследователей дана увязка части спор и пыльцы с теми или иными классами и семействами растений. Так, например, многие споры с шиповатой и бугорчатой экзиной относятся к классу папоротников. Споры типа *Lophotriletes tuberculatus* (Waltz.) Naum. и *L. micrograniferus* (L. u. b.) Naum. принадлежали представителям папоротников из семейства осмундовых. Некоторые виды спор из группы папоротников из семейства осмундовых из семейства *Polypodiaceae*. Многие округлые и треугольные споры с гладкой экзиной (подгруппа *Leiotriletes* Naum.) относят к классу хвощевых. А. А. Любер [5] считает, что споры *Leiotriletes nigritellus* (L. u. b.) Naum. принадлежали представителю класса хвощевых *Phyllothea*. Споры *Leiotriletes glaber* (Waltz.) Naum. связывают обычно с семейством каламитовых и считают, что они принадлежали пермскому растению *Asterocalamites scrobiculatus* Schlotheim из семейства каламитовых. По мнению А. А. Любер [5], существует преемственность и сходные черты между спорами каламитов и ископаемых хвощей. Споры некоторых представителей из группы *Zonotriletes* Waltz. и часть спор с сетчатой экзиной (подгруппа *Dictyotriletes* Naum.) относят к классу плауновых (*Lycopodiales*). Так, например, споры типа *Hymenozonotriletes psilopterus* (L. u. b.) Naum. принадлежали, видимо, растениям из семейства селягинелловых. Некоторые из спор, имеющих точечную и шагреновую экзину (подгруппа *Trachytriletes* Naum.), принадлежали, вероятно, семенным папоротникам *Pteridospermae*.

Классификация изученной пыльцы дается по филогенетическому принципу. В исследованных образцах обнаружена пыльца только из подотдела голосеменных, относящаяся к классам: кордантовых, саговых, гинкговых, беннеттитовых и хвойных.

Особенно обильно представлена пыльца кордантовых, имеющая очень широкое распространение в пермских отложениях и других районах. Обычно пыльца кордантовых встречается вместе с отпечатками листьев одного из рода кордантовых — *Noeggeratiopsis*.

Пыльца гинкговых, саговых и беннеттитовых, как уже неоднократно упоминалось в литературе [7] и что подтверждается настоящими исследованиями, имеет между собой большое морфологическое сходство. Формы, типичные для гинкговых и беннеттитовых, встречаются в собранном материале редко; наиболее распространены такие формы, как *Subsacculifer caperatus* L. u. b. и *S. glaber* L. u. b., которые вполне соответствуют пыльце саговых, но пока еще не установлено, какому растению они принадлежат [5]. Особняком стоит вид *Subsacculifer retroflexus* L. u. b., очень распространенный в отложениях нижней перми. Учитывая морфологическое сходство пыльцы гинкговых, беннеттитовых и саговых, мы вслед за некоторыми палеоботаниками и палинологами [2, 7] объединим их в одну общую группу — *Ginkgojcadophyta* (гинкгосаговообразных), давая искусственные видовые названия различным формам.

Изученная нами пыльца хвойных по морфологическим признакам

близка пыльце из сем. *Pinaceae* и *Podocarpaceae*, причем отдельные формы имеют сходство с пыльцой *Pinus*, *Picea* и *Podocarpus*, что нашло свое отражение в родовых названиях форм. Кроме того, в нижних горизонтах нижней перми обнаружена пыльца хвойных округлого очертания, не имеющая воздушных мешков, размерами до 100 микрон и обладающая плотной, сильно смятой, шагреновой экзиной. Формы подобного типа отмечались и другими палинологами, изучавшими пермские отложения, в частности, С. Н. Наумовой [6], которая объединяет такую пыльцу в подгруппу *Psophosphaera*.

ХАРАКТЕРИСТИКА ПАЛИНОЛОГИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ

Особенности изменения палинологического состава в пределах перми Нордвикского района позволили сопоставить отдельные разрезы, вскрытые различными скважинами, и установить эталонные спорово-пыльцевые комплексы для выделяемых стратиграфических единиц — свит. Пермские отложения в Нордвикском районе представлены мощностью (около 2 тыс. м) толщей осадков, которые в настоящее время по палеонтологическим и литологическим признакам делятся на пять свит (снизу вверх):

тустахская	} P ₁
нижнекожевниковская	
верхнекожевниковская	} P ₂
мисайлапская	
эффузивно-туфовая	

Большая часть пермского разреза представляет собой ритмичное чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, заключающих прослои углей и интрузий траппов. В верхах разреза, начиная с мисайлапской свиты, появляется значительная примесь туфогенного материала, который в эффузивно-туфовой свите почти полностью вытесняет терригенный.

Палинологический комплекс тустахской свиты

До последнего времени единственными палеонтологическими данными, дающими достоверные указания о нижнепермском возрасте этой свиты, являлись находки в самых ее верхах листьев *Noeggerathiopsis Derzavint* (Zal.) Neub. По заключению М. Ф. Нейбург, эту флору можно параллелизовать с флорой из промежуточного и ишаново-ягуловского горизонтов Кузнецкого бассейна. По последним данным эти горизонты относят к верхам артинского и низам кунгурского ярусов нижней перми.

Спорово-пыльцевой комплекс из отложений тустахской свиты, установленный по 23 образцам (скважины P-41 и P-42), имеет следующий состав:

споры подгрупп <i>Acanthotriletes</i> Naum.	13,1	} 37,6%
<i>Leiotriletes</i> Naum.	9,0	
<i>Lophotriletes</i> Naum.	6,5	}
группы <i>Aletes</i> Ibr.	5,5	
подгруппы <i>Trachytriletes</i> Naum.	2,0	} 62,4%
группы <i>Zonotriletes</i> Waltz	1,5	
пыльца класса <i>Cordaitales</i>	33,3	}
группы <i>Ginkgocycadophyta</i>	17,5	
класса <i>Coniferales</i>	11,6	

Как видно, основной особенностью комплекса является преобладание пыльцы, среди которой половину составляют кордантовые. Далее, видо-

вой состав спор и пыльцы этого комплекса имеет ряд характерных признаков. Так, пыльца кордантовых отличается значительным разнообразием. Многие формы из группы гинкгосагообразных имеют темно-коричневую шагреновую плотную экзину. Особенно широкое распространение имеет вид *Subsacculifer retroflexus* Lub. Среди пыльцы хвойных основное место занимают формы из подгруппы *Psophosphaera* Naum., которые, как известно, обычны для наиболее низких горизонтов нижней перми.

Споры представлены рядом видов, которые и в других районах [3, 6] обычны в отложениях нижней перми. Сюда относятся: *Leiotriletes nigritellus* (Lub.) Naum., *L. pyramidalis* (Lub.) Naum., *Lophotriletes gibbosus* (Ibr.) Naum., *L. verrucosus* (Ibr.) Naum., *L. scurrus* (Lub.) Naum., *Acanthotriletes rigidispinus* (Lub.) Naum., *A. tenuispinosus* (Waltz) Naum., *Zonotriletes nigropunctatus* (Lub.), *Z. globiformis* (Ibr.) Naum.

Кроме того, довольно часто встречаются крупные формы из группы *Aletes* Ibr. (*Azonoletes* aff. *similis* Lub.), которые выше по разрезу отсутствовали.

Остальные виды спор и пыльцы этого комплекса: *Leiotriletes giaber* (Waltz) Naum., *L. subintortus* var. *rotundatus* (Waltz) Naum., *Lophotriletes micrograniferus* (Lub.) Naum. и др. имеют широкое вертикальное распространение в пределах пермских отложений, а потому не представляют особого интереса.

Приведенный комплекс характеризует только верхние горизонты тустахской свиты, так как анализ образцов из более низких горизонтов не дал положительных результатов.

При сравнении вышеописанного комплекса с пермскими спорово-пыльцевыми спектрами из других районов, устанавливается особенно много общих черт с комплексами из промежуточной толщи нижнепермских отложений Кузнецкого бассейна. Для комплекса из этой толщи также характерно преобладание пыльцы разнообразных кордантовых при значительном участии шишчатых спор. Таким образом, данные палинологического анализа подтверждают нижнепермский возраст верхней части разреза тустахской свиты. Сходство же комплексов из тустахской свиты и промежуточной толщи Кузнецкого бассейна дает основание относить верхнюю часть тустахской свиты к артинскому ярусу.

Палинологический комплекс нижнекожевниковской свиты

Среди палеонтологических данных, имеющих по этой свите, существенное значение имеют только материалы по микрофауне. Нижняя часть разреза свиты охарактеризована комплексом песчаных фораминифер, которые А. А. Герке относит к верхам артинского и низам кунгурского ярусов. В верхней части разреза им же установлен горизонт гладких фрондикулярий, имеющих верхнекунгурский возраст.

Палинологический комплекс нижнекожевниковской свиты, установленный по 61 образцу из скважин P-41, P-42, P-250, P-252 и P-13, имеет следующий состав:

споры подгрупп <i>Acanthotriletes</i> Naum.	23,5%	} 55,1%
<i>Leiotriletes</i> Naum.	14,0	
<i>Lophotriletes</i> Naum.	9,6	
группы <i>Aletes</i> Ibr.	2,8	}
<i>Zonotriletes</i> Waltz	2,5	
подгруппы <i>Trachytriletes</i> Naum.	2,4	} 44,9%
пыльца класса <i>Cordaitales</i>	22,8	
группы <i>Ginkgocycadophyta</i>	15,0	
класса <i>Coniferales</i>	7,1	

В этом комплексе основной фон создают споры папоротникообразных, особенно с шиповатой экзиной, а также пыльца кордантовых.

Видовой состав комплекса мало отличается от состава тустакского свиты. Кроме обычных для пермских отложений форм, встречаются виды, специфичные для нижней перми: *Leiotriletes nigritellus* (Lub.) Naum., *L. pyramidalis* (Lub.) Naum., *Lophotriletes verrucosus* (Ibr.) Naum., *L. scurrus* (Lub.) Naum., *Acanthotriletes rigidispinus* (Lub.) Naum., *A. tenuispinosus* (Waltz) Naum., *Zonotriletes nigropunctatus* Lub., *Z. globiformis* (Ibr.) Lub., *Periplectrotriletes aff. contortericulatus* (Sadk.) Naum.

Отличие нижнекембрийского комплекса от тустакского заключается не в особенностях видового состава, а в иных количественных соотношениях между основными группами спор и пыльцы. Так, в спектре нижнекембрийской свиты наибольший процент приходится не на пыльцу кордантовых, как это было в спектре тустакской свиты, а на споры папоротникообразных с шиповатой экзиной. Наряду с ними в комплексе нижнекембрийской свиты возрастает количество спор с гладкой и бугорчатой поверхностью, а также появляются споры из подгруппы *Periplectrotriletes* Naum., отмечаемые в спектрах нижнепермских отложений и других районов, но отсутствовавшие в отложениях тустакской свиты.

Среди пыльцы хвойных наблюдается значительное сокращение форм из подгруппы *Psophosphaera* по сравнению со спектром тустакского свиты.

Лучше всего комплекс нижнекембрийской свиты увязывается со спектрами из кемерово-йчанской и внутренней толщ нижней перми Кузнецкого бассейна (кунгурский ярус). В комплексах этих толщ наблюдаются аналогичные соотношения между основными таксономическими группами спор и пыльцы. Много общего имеет спектр нижнекембрийской свиты с комплексами из отложений нижней перми Печорского бассейна, где, по данным Л. К. Смирновой, господствующее положение также занимают споры с шиповатой и гладкой экзиной и пыльца кордантовых.

Таким образом, сопоставление нижнекембрийского комплекса с пермскими спектрами из других районов подтверждает принадлежность его к кунгурскому и, может быть, верхнему артинскому ярусам нижней перми.

Палинологический комплекс верхнекембрийской свиты

Эта свита наиболее полно охарактеризована макро- и микропалеонтологическими остатками. В низах свиты найдены пелешподы, описанные Е. М. Люткевичем к казанскому ярусу верхней перми. Верхнепермский возраст свиты устанавливается также и М. Ф. Нейбург по флоре кордантов и папоротникообразных, найденных в верхах свиты. Микрофауна в разрезе свиты приурочена к трем горизонтам (снизу вверх): разнообразных фораминифер, крупных саккамин и мелких саккамин. относимых А. А. Герке к казанскому ярусу.

Спорово-пыльцевой комплекс из отложений верхнекембрийской свиты был установлен по 105 образцам из скважин: P-250, P-252, K-313, K-303, P-103, P-150, P-151, P-201, P-2 и P-13.

Этот комплекс характеризуется следующим составом:

споры подгрупп:	<i>Acanthotriletes</i> Naum.	22,2	} 58,7%
	<i>Leiotriletes</i> Naum.	16,4	
	<i>Lophotriletes</i> Naum.	11,5	
	<i>Trachytriletes</i> Naum.	4,4	
	группы <i>Aletes</i> Ibr.	2,1	
	<i>Zonotriletes</i> Waltz	1,9	

78

пыльца класса <i>Cordaitales</i>	19,8	} 41,3%
группы <i>Ginkgoacycadophyta</i>	17,1	
класса <i>Coniferales</i>	4,4	

Доминирующее положение в комплексе занимают споры папоротникообразных, особенно с шиповатой экзиной, а также пыльца кордантовых и гинкгосагообразных.

Видовой состав форм, входящих в этот комплекс, значительно отличается от форм из отложений нижнекембрийской свиты.

В этом комплексе часто встречаются виды, имеющие широкое распространение в пермских отложениях. К последним относятся *Leiotriletes glaber* (Waltz) Naum., *L. subintortus var. rotundatus* (Waltz) Naum., *Lophotriletes micrograniferus* (Lub.) Naum., *Acanthotriletes rectispinus* (Lub.) Naum., *A. parvispinus* (Lub.) Naum., *A. obtusosetosus* (Lub.) Naum., *Circella rotata* Lub., *Subsacculifer glaber* (Lub.), *S. caperatus* Lub. и др.

Верхнекембрийскому комплексу специфику придают сравнительно малочисленные виды, являющиеся в известной мере индикаторами для верхнепермских отложений таких районов, как Кузнецкий и Печорский бассейны [3, 5, 6]. К таким видам относятся: *Leiotriletes nigrans* Naum., *Lophotriletes aff. notatus* (Lub.) Naum., *Acanthotriletes spinosellus* (Waltz) Naum., *Dictyotriletes angulosus* (K. — M.) Naum., *Monophycha magna* Naum. и некоторые другие.

Таким образом, спорово-пыльцевой комплекс из отложений верхнекембрийской свиты отличается от спектра из отложений нижнекембрийской свиты как по видимому составу, так и по количественным соотношениям между основными группами спор и пыльцы. В комплексе верхнекембрийской свиты наблюдается дальнейшее уменьшение количества пыльцы кордантовых и соответствующее увеличение содержания пыльцы гинкгосагообразных. Представители спор из подгруппы *Periplectrotriletes* Naum. здесь не встречаются. В то же время являются споры из подгруппы *Dictyotriletes* Naum. Среди пыльцы из класса хвойных совершенно отсутствуют формы из подгруппы *Psophosphaera* Naum., столь характерные для комплексов из отложений тустакской и нижнекембрийской свиты.

В комплексе верхнекембрийской свиты уже очень редко встречаются формы типа *Subsacculifer retroflexus* Lub., характерные для предыдущего комплекса — нижнекембрийской свиты. Изменился и в этом комплексе и видовой состав спор с оторочкой (*Zonotriletes* (Waltz): реликты каменноугольного периода *Zonotriletes globiformis* (Ibr.) Lub. и *Zonotriletes nigropunctatus* Lub., встречавшиеся в отложениях нижнекембрийской свиты, здесь отсутствуют.

Сопоставляя спектр верхнекембрийской свиты со спектрами из пермских отложений Кузнецкого и Печорского бассейнов, удалось установить, что наибольшее сходство он имеет со спорово-пыльцевым спектром из нижней части ерунаковской свиты, которую в настоящее время относят к казанскому ярусу верхней перми. Для комплекса из нижней половины ерунаковской свиты также характерно преобладание шиповатых и бугорчатых спор папоротникообразных, большое количество спор с гладкой экзиной, при значительном участии в спектре пыльцы кордантовых. Интересно, что количество пыльцы гинкгосагообразных и хвойных в верхнекембрийском и нижней части ерунаковского комплексов находятся в почти равных соотношениях.

Ближайший состав имеет спорово-пыльцевой комплекс из отложений верхней перми Печорского бассейна, для которого также характерно большое количество спор с шиповатой и гладкой экзиной и наличие пыльцы кордантовых.

79

Таким образом, приведенная характеристика верхнекембрийского комплекса и сопоставление его с пермскими комплексами других районов свидетельствует о принадлежности его к казанскому ярусу.

Палинологический комплекс мисайлапской свиты

По данным Е. М. Люткевича, найденные в этой свите пелешиподы и листоногие ракообразные указывают на татарский ярус отложений. На основании изучения остракод к такому же выводу пришли А. А. Герке и О. М. Лев.

Листовая флора, встречаемая в этой свите, по определению М. Ф. Ней-бура, указывает на верхнепермский возраст этих осадков.

Спорово-пыльцевой спектр отложений мисайлапской свиты, установленный всего лишь по 7 образцам из скважин Р-102, Р-103, Р-150, К-313, характеризуется следующим составом:

споры подгруппы <i>Leiotriletes</i> Naum.	26,5	} 67,0%
<i>Lophotriletes</i> Naum.	15,6	
<i>Acanthotriletes</i> Naum.	14,5	
группы <i>Aletes</i> Ibr.	4,0	
подгруппы <i>Trachytriletes</i> Naum.	3,3	
группы <i>Zonotriletes</i> Waltz.	2,9	
подгруппы <i>Dictyotriletes</i> Naum.	0,2	} 33,0%
пыльца группы <i>Ginkgoecadophyta</i>	17,2	
класса <i>Cordaitales</i>	11,0	
класса <i>Coniferales</i>	4,8	

Отличительной особенностью этого комплекса является преобладание спор с гладкой экзиной и пыльцы гинкгосагообразных. Кроме форм, имеющих широкое распространение в отложениях перми, в этом комплексе были обнаружены характерные для верхней перми виды: *Dictyotriletes angulosus* (K.—M.) Naum., *Lophotriletes aff. notatus* (Lub.) Naum., *Monophyca magna* Naum. и некоторые другие.

Таким образом, спектры мисайлапской и верхнекембрийской свит имеют много общего по видовому составу входящих в них форм, а различия заключаются в количественных соотношениях между группами спор и пыльцы. Так, в комплексе мисайлапской свиты споры с гладкой экзиной занимают первое место, вытесняя шишоватые споры. Одновременно с этим уменьшается количество пыльцы кордаитовых.

Сравнивая приведенный ниже комплекс мисайлапской свиты со спектрами из пермских отложений Кузнецкого, Печорского и других районов, мы находим, что он обнаруживает наибольшее сходство с комплексами из верхних горизонтов ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна. В последнем также очень обильны споры с гладкой экзиной и пыльца гинкгосагообразных. Комплекс, аналогичный мисайлапскому, находим также и в верхнепермских отложениях Печорского бассейна.

Приведенное сопоставление позволяет относить комплекс мисайлапской свиты к татарскому ярусу верхней перми.

Палинологический комплекс эффузивно-туфовой свиты

В нижних горизонтах этой свиты найдены остракоды, которые, по заключению А. А. Герке и О. М. Лев, относятся к татарскому ярусу.

Для установления спорово-пыльцевого состава этой свиты мы располагали весьма малочисленным материалом (18 образцами), причем споры и пыльца содержались только в трех образцах из скважины К-313. Установленный по этим образцам спектр, который рассматривается как предварительный, имеет следующий состав:

споры подгруппы <i>Leiotriletes</i> Naum.	43,5	} 79,0%
<i>Acanthotriletes</i> Naum.	18,5	
<i>Lophotriletes</i> Naum.	11,0	
группы <i>Aletes</i> Ibr.	4,0	
<i>Zonotriletes</i> Waltz.	2,0	
пыльца группы <i>Ginkgoecadophyta</i>	11,5	} 21,0%
класса <i>Cordaitales</i>	7,0	
класса <i>Coniferales</i>	2,5	

Как видно из приведенных выше данных, доминирующее положение в спектре занимают споры с гладкой экзиной. Значительный процент составляют споры папоротникообразных с шишоватой и бугорчатой экзиной. Среди пыльцы на первое место выдвигается группа гинкгосагообразных.

Видовой состав спор и пыльцы этого спектра аналогичен приводимым для мисайлапской и верхнекембрийской свит. Кроме видов, имеющих чрезвычайно широкое распространение в пермских отложениях Тунгусской флористической области, здесь встречаются приуроченные к отложениям верхней перми виды: *Leiotriletes nigrans* Naum., *Lophotriletes aff. notatus* (Lub.) Naum., *Acanthotriletes spinosellus* (Waltz.) Naum.

Спорово-пыльцевой спектр эффузивно-туфовой свиты отличается от спектра мисайлапской свиты несколькими иными количественными соотношениями между основными группами спор и пыльцы, например, почти вдвое увеличилось количество спор из подгруппы *Leiotriletes* Naum. Спектр эффузивно-туфовой свиты наиболее удачно сопоставляется с комплексами из верхних горизонтов ерунаковской свиты (P_2^{ca}) Кузнецкого бассейна и верхнепермских отложений Печорского бассейна.

Таким образом, по имеющимся у нас данным, нижнюю часть эффузивно-туфовой свиты можно относить к татарскому ярусу верхней перми.

* * *

1. Палинологические исследования показали, что в спектрах пермских отложений Нордвикского района, в целом, доминируют шишоватые и бугорчатые споры папоротникообразных и пыльца кордаитовых и гинкгосагообразных.

2. В пределах пяти свит перми, разграниченных по сочетанию палеонтологических и литологических данных, установлены спорово-пыльцевые комплексы, которые отличаются друг от друга как по количественным соотношениям между основными группами спор и пыльцы, так и по видовому составу входящих в них форм.

3. Палинологические спектры из пермских отложений Нордвикского района хорошо сопоставляются со спектрами из других районов Тунгусской флористической области, причем особенно близки они к спектрам из перми Кузнецкого бассейна.

а) спорово-пыльцевой спектр тустахской свиты аналогичен спектру из промежуточной толщи Кузнецкого бассейна (артинский ярус нижней перми);

б) палинологический комплекс нижнекембрийской свиты близок к комплексу из кеморо-ишановской и внутренней толщ (верхи артинского, низы кунгурского ярусов нижней перми);

в) аналогам спектров из верхнекембрийской, мисайлапской и эффузивно-туфовой свит являются комплексы из ерунаковской свиты Кузнецкого бассейна, охватывающей казанский и татарский ярусы верхней перми.

4. Результаты палинологических исследований указывают на то, что эволюция растительного мира в пермское время протекала на севере Сибири по линии увеличения количества саговых и гинкговых за счет уменьшения числа кордантовых. Кроме того, заметно изменялся видовой состав растений. В комплексах верхней перми не встречаются уже формы каменноугольного периода, которые, как реликты, присутствовали в нижнепермских комплексах.

5. Особенности палинологического состава пермских отложений подтверждают предположение Э. Н. Кара-Мурза о существовании (в перми) на севере Сибири особой флористической провинции — Таймырской — в пределах Тунгусской флористической области.

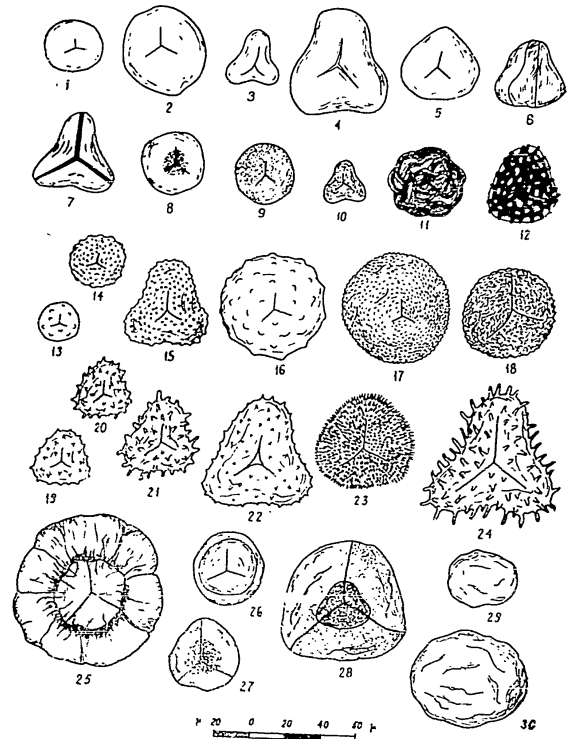
6. Палинологические данные позволили сопоставить отдельные разрезы терригенной толщи перми, вскрытой многочисленными скважинами, подметить общие закономерности изменения растительности, а также датировать отложения, очень слабо охарактеризованные иными палеонтологическими данными.

7. Ближайшей задачей является изучение палинологического состава пермских отложений Таймыра и северных окраин Тунгусского бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Зоричева А. И. и Седова М. А. Спорно-пыльцевые комплексы пермских отложений некоторых районов севера Европейской части СССР. Тр. ВСЕГЕИ. Матер. по палинологии и стратиграфии, Гостехиздат, 1954.
2. Криштофович А. Н. Палеоботаника. Гостехиздат, 1941.
3. Любер А. А. Корреляция по спорам угленосных отложений верхнего палеозоя Кузнецкого и Минусинского бассейнов Изв. АН СССР, вып. 6, 1939.
4. Любер А. А., Вальц И. Э. Атлас микроспор и пыльцы палеозоя СССР. Тр. ВСЕГЕИ, вып. 139, 1941.
5. Любер А. А. Атлас спор и пыльцы палеозойских отложений Казахстана. Изд. АН Казахск. ССР, Алма-Ата, 1955.
6. Назумова С. И. Споры и пыльца углей СССР. Тр. XVII сессии Межд. геол. конгр., т. 1, 1937.
7. Самойлович С. Р. Пыльца и споры из пермских отложений Чердынского и Актюбинского Приуралья. Тр. ВНИГРИ, нов. сер. вып. 75, Л. — М., 1953.
8. Knox E. L. The spores of Lycopodium, Phylloglossum, Selaginella and Isoetes and their value in the study of microfossils of palaeozoic age. Botanical Society of Edinburgh, t. XXXV, part III, Edinburgh, 1950.
9. Schopf J., Wilson L. and Bentall R. An annotated synopsis of Paleozoic fossil spores and the definition of generic groups. III. Geol. Survey Rept., inv. 91, pls 1—3, 1944.

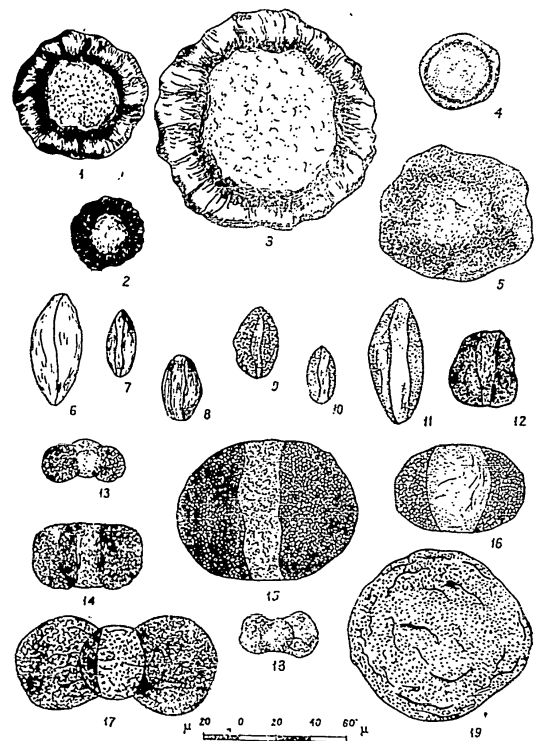
Таблица I



- Подгруппа *Leiotriletes* Naum.
1. *Leiotriletes glaber* (Waltz) Naum.
 2. *Leiotriletes subintortus* var. *rotundatus* (Waltz) Naum.
 3. *Leiotriletes nigrans* Naum.
 4. *Leiotriletes inermis* (Waltz) Naum.
 5. *Leiotriletes chetensis* K. — M.
 6. *Leiotriletes pyramidalis* (Lub.) Naum.
 7. *Leiotriletes nigrifellus* (Lub.) Naum.
- Подгруппа *Trachytriletes* Naum.
- 9, 10. *Trachytriletes asperatus* (Lub.) Naum.
- Подгруппа *Periplectrotriletes* Naum.

11. *Periplecotriletes aff. contortericulatus* (Sadek) Naum.
 Подгруппа *Dictyotriletes*
 12. *Dictyotriletes angulosus* (K. — M.) Naum.
 Подгруппа *Lophotriletes* Naum.
 13. *Lophotriletes aff. notatus* (Lub.) Naum.
 14. *Lophotriletes micrograniferus* (Lub.) Naum.
 15. *Lophotriletes gibbosus* (Lbr.) Naum.
 16. *Lophotriletes scurrus* (Lub.) Naum.
 17. *Lophotriletes verrucosus* (Lbr.) Naum.
 18. *Lophotriletes tuberculatus* (Waltz) Naum.
 Подгруппа *Acanthotriletes* Naum.
 19. *Acanthotriletes parvispinus* (Lub.) Naum.
 20. *Acanthotriletes rectispinus* (Lub.) Naum.
 21. *Acanthotriletes obtusosetosus* (Lub.) Naum.
 22. *Acanthotriletes spinosellus* (Waltz) Naum.
 23. *Acanthotriletes tenuispinosus* (Waltz) Naum.
 24. *Acanthotriletes rigidispinus* (Lub.) Naum.
 Группа *Zonotriletes* Waltz.
 25. *Hymenozonotriletes psilopterus* (Lub.) Naum.
 26. *Zonotriletes marginellus* Lub.
 27. *Zonotriletes nigropunctatus* Lub.
 28. *Zonotriletes globiformis* (Lbr.) Naum.
 Группа *Aletes* Lbr.
 29, 30. *Azonoletes aff. similis* Lub.

Таблица II



- Класс *Cordaitales*
 1, 2. *Circella rotata* Lub.
 3. *Circella rotata* Lub. var. *arctica* K. — M.
 4. *Circella stenolinifera* Lub.
 5. *Libumella rugulifer* Lub.
 Группа *Ginkgocycadophyta*.
 6, 11. *Monoplycha magna* Naum.
 7, 8. *Subsacculifer glaber* Lub.
 9, 10. *Subsacculifer caperatus* Lub.
 12. *Subsacculifer retroflexus* Lub.

Класс Coniferates

13. *Protopinus minor* (Lub.)
14. *Protopinus lepidus* (Waltz)
15. *Pseudopicea perfecta* (Naum.)
16. *Pseudopicea sublevis* (Lub.)
17. *Protopodocarpus major* (Lub.)
18. *Protopodocarpus alatus* K.-M.
19. *Psophosphaera microdyctius* (Lub.) Naum.

В. А. ВАКАР, П. С. ВОРОНОВ, Р. М. ДЕМЕНИЦКАЯ
К ВОПРОСУ О РЕГИОНАЛЬНЫХ РАЗЛОМАХ СЕВЕРА
СРЕДНЕЙ СИБИРИ

В пределах северной части Средней Сибири устанавливаются крупные региональные разломы или точнее тектонические зоны дизъюнктивного характера с простиранием, близким к меридиональному или северо-северо-западному направлению. Основой этих зон, по-видимому, являются глубинные разломы поколя, примерно вертикального характера, в комбинации с наклонными сколами, в общем обусловившие ширину дизъюнктивных зон на дневной поверхности в 100-200 км.

Наиболее интересной особенностью таких разломов является то, что они не ограничиваются пределами крупных геоструктур, а переходят из одной такой структуры в другую, рассекая при этом складчатые области перпендикулярно к направлению складок.

В исследуемом регионе между рр. Енисеем и Леной к северу от полярного круга намечаются три таких дизъюнктивных зоны, названные нами главными разломами севера Средней Сибири (рис. 1).

Западный главный разлом (или дизъюнктивная зона) протягивается вдоль долины р. Енисей. К новейшим его подвижкам, очевидно, приурочены современная западная граница Сибирской платформы и непосредственно долина р. Енисей. Севернее — этим разломом срезается западное продолжение складок Таймырской геосинклинали. Таким образом, Западный главный разлом ограничивает с востока Западно-Сибирскую низменность. К более ранним процессам, развивавшимся вдоль этой зоны, следует отнести образование западного борта Тунгусской синеклизы, выраженного крутыми углами падения палеозойских пород и разрывами в них. Вероятно, к глубинным разломам этой дизъюнктивной зоны, так же как и к другим ей подобным, приурочены интрузии ультраосновных пород, пока еще недостаточно исследованные (за исключением интрузий Норильского района).

Центральный главный разлом в пределах Сибирской платформы совпадает с восточным бортом Тунгусской синеклизы. Здесь он обуславливает многочисленные крутопадающие сколы в палеозойских породах. Характерное для платформы пологое залегание последних в пределах борта синеклизы часто сильно нарушено, причем в непосредственном соседстве с разрывами они приобретают крутое падение. К этой дизъюнктивной зоне приурочены многочисленные интрузии долеритов, габбро-долеритов и их производных, а в той части зоны, которая приближается к Таймырской депрессии, наряду с долеритами, развиты интрузии ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород, в том числе крупная Гулинская интрузия, с которой связано промышленное месторождение флюорита и перспективные рудопроявления редких металлов. Среди эффузивов, кроме основных, здесь также встречаются ультраосновные и щелочно-ультраосновные.

О магматических проявлениях Центрального главного разлома в пределах Таймыра можно судить по наличию щелочно-ультраосновных интрузий (мончикитов) в долине р. Нижней Таймыры.

К новейшим подняткам этой дизъюнктивной зоны приспособились долина р. Котуя в своем нижнем и среднем течении, значительная часть долины р. Мойеро и некоторые другие элементы гидросети. В пределах Таймырской низменности к продолжению разломов этой зоны приурочены наиболее длинные заливы Таймырского озера — Байкура-Неру и залива Нестора Кулика. К северу от Таймырского озера Центральный главный разлом рассекает горный хребет Бырранга вдоль долины р. Нижней Таймыры, приспособившейся к новейшим подняткам этого разлома.

Обращает на себя внимание, что восточнее Центрального главного разлома рельеф местности имеет большие превышения над уровнем моря, чем западнее этой линии. В пределах восточной части Бырранга известен ледник Жданова с высотой 1200 м — наибольшей на Таймырском полуострове. К югу от горных сооружений Таймырской складчатой области существует отдельный горный массив Кирьяка-тас, выходящий на территорию восточной части низменности. Высоты здесь достигают 500—600 м. К западу от линии Центрального главного разлома в пределах Таймырской депрессии слабо заметные возвышенности наблюдаются только на Янгодо-Горбинском поднятии.

Анализируя геоморфологические данные, можно отметить (согласно указаниям В. Д. Дибера), что ледниковые крайние образования в западной части низменности являются более извилистыми и разнообразными, приобретающими характер отдельных языков. В восточной части низменности ледниковые образования выражены значительно хуже. Здесь преобладает каменистый рельеф, свидетельствующий о том, что условия продвижения ледника в восточной части низменности были более трудными, т. е. доледниковый рельеф был здесь более высоким, чем в западной части.

Особенности рассматриваемого участка земной коры, отличающие его от западной части низменности — более высокое залегание всех стратиграфических горизонтов, от четвертичных до палеозойских, — обнаруживаются как мелкие, так и значительные по площади выходы палеозойских пород, в то время как в западной части низменности известен только один такой выход, приуроченный к Янгодо-Горбинскому поднятию.

В восточной части Таймырской низменности также более развиты на дневной поверхности мезозойские отложения, в то время как к западу от разлома на общем фоне повсеместного развития покрова четвертичных отложений наблюдаются лишь их отдельные редкие и мелкие выходы.

Восточный главный разлом протягивается вдоль долины р. Анабара в ее среднем течении. Севернее этот разлом срезает восточное продолжение складок Таймырской геосинклинали. Восточное крыло разлома здесь опущено и покрыто водами моря Лантеевых. Проследивая продолжение восточного главного разлома на юг, можно увидеть, что к нему приспособивается один из правых притоков р. Оленек в его верхнем течении — р. Нижняя Томба, а еще южнее часть долины р. Мархи.

Более ранним проявлением этой дизъюнктивной зоны, очевидно, являются пермские и пермтриасовые глубинные разломы, с которыми связано внедрение ультраосновной магмы, а возможно и образование алмазосодержащих кимберлитовых нектров.

Высказанные выше соображения о тектоническом строении севера Средней Сибири находят свое подтверждение в данных геофизических методов исследований.

По особенностям характера наблюдаемых физических полей — гравитационного, магнитного и, частично, сейсмического, — рассматриваемая

тектонотия может быть разделена на несколько участков. Весьма важным.

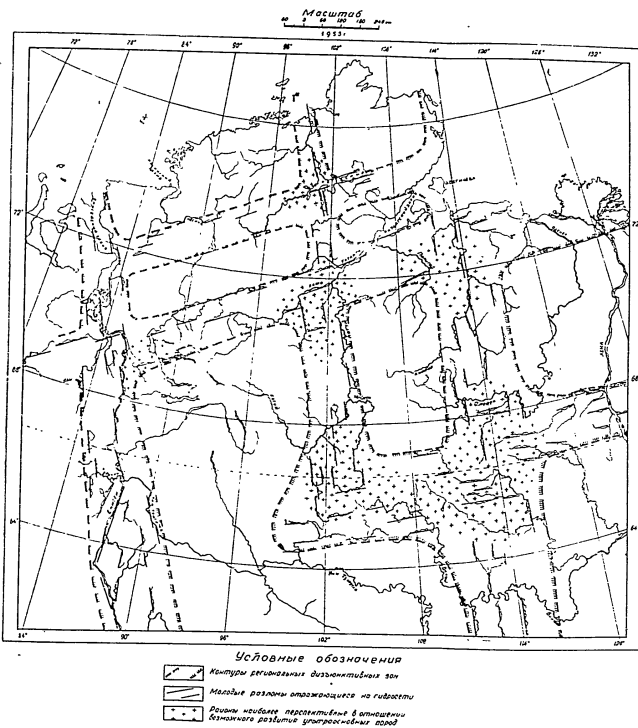


Рис. 1. Схема развития региональных дизъюнктивных зон главных разломов севера Средней Сибири.

О магматических проявлениях Центрального главного плеча в про-

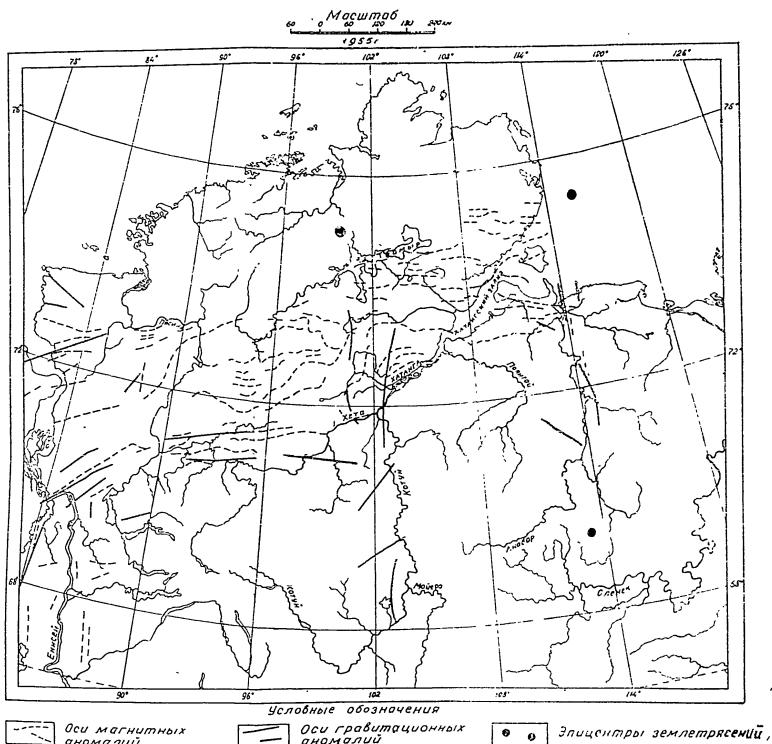


Рис. 2. Схема расположения осей характерных гравитационных и магнитных аномалий севера Средней Сибири

территория может быть разделена на несколько участков. Весьма важным является то обстоятельство, что такое разделение может быть произведено одновременно как в широтном, так и в меридиональном направлениях, о чем свидетельствует наличие сложных закономерностей в строении физических полей.

Карта региональных аномалий силы тяжести, несмотря на ограниченность площади съемки, позволяет установить некоторые черты этого поля.

Главной особенностью гравитационного поля севера Средней Сибири является сравнительно спокойный его характер на севере Западно-Сибирской низменности, в пределах Тунгусской синеклизы, Анабарского шита, Хатангской и Оленекской впадин. Здесь гравитационное поле характеризуется большими по площади, но, как правило, незначительными по величине аномалиями силы тяжести. Однако такой характер поля резко нарушается четырьмя основными полосами аномалий силы тяжести, существенно отличающимися как по величине, так и по простиранию от общего характера поля. Три эти полосы имеют меридиональное простирание, а одна — широтное.

На схематической карте (рис. 2) приводятся оси наиболее крупных гравитационных аномалий рассматриваемой территории. Как видно из схемы, первая меридиональная полоса на западе приурочена к долине р. Енисей. Вторая полоса этого же направления располагается приблизительно между меридианами 100—104°, совпадая с долинами рр. Моисея и Котуя и заливами Таймырского озера — Байкура-Неру и Нестора Кулика. Третья полоса проходит по меридиану 114°, совпадая с долиной р. Анабара. Широтная полоса простирания аномалий силы тяжести от р. Енисей как бы охватывает в виде большой зоны минимум североюжную часть платформы.

В промежутках между описанными зонами установить господствующее простирание не удается.

Нельзя не отметить и того, что в устье р. Хатанги на стыке двух простираний аномалий (широтного и меридионального) расположена одна из интенсивнейших на земном шаре положительных аномалий — Хатангский максимум. Величина этой аномалии достигает 150 мгл при среднем градиенте до 5 мгл на километр.

Обращаясь к карте магнитного поля, изученного в виде аномалий ΔT , можно установить, что в общих чертах и здесь широтное простирание аномалий (в пределах Таймырской низменности) нарушается резкими разрывами и смещениями осей аномалий, а также появлением интенсивных аномалий с резко выраженным меридиональным простиранием, совпадающим с рр. Енисеем, Котуем и Анабаром (рис. 2). Д. В. Левин и С. М. Крюков, производившие аэромагнитную съемку Таймырской низменности, связывают полосы крупных максимумов магнитного поля с глубинными разломами, выполненными интрузиями основных пород, однако они считают, что в большинстве случаев разломы располагаются параллельно северному борту Сибирской платформы. Подвижки по этим разломам отдельных блоков фундамента происходили до последнего времени.

В работах Р. М. Деменчикой по западной и восточной частям Таймырской низменности, а также в работе Н. Н. Михайлова и М. М. Пудовкина указывалось на возможное существование крупных разломов с простираниями, близкими к широтным и меридиональным, определяющих некоторые черты глубинного строения Усть-Енисейского и Анабаро-Хатангского районов. Выводы о наличии этих разломов основывались на результатах изучения характера гравитационных и магнитных аномалий и частично на сопоставлении этих результатов с данными сейсморазведки.

В последнее время детальное изучение аномалий ΔT и Δg и их сопоставление привело нас к выводу о значительной раздробленности фундамента, подстилающего осадочный покров восточной части Таймырской

низменности, о существовании крупных разломов меридионального простирания, которые находят свое отображение в современной поверхности, или в какой-то мере повлияли на формирование последней.

По результатам геофизических исследований на севере Средней Сибири могут быть намечены три главных разлома — Западный, Центральный и Восточный (Енисейский, Большой Таймырский и Анабарский).

Главный западный разлом выделяется по резкому изменению в простирании аномалий геофизических полей и по разрывам осей аномалий. Наиболее интенсивные аномалии, имеющие простирание, близкое к меридиональному, наблюдаются на левом берегу р. Енисей. Вероятно, здесь с глубинным разломом связана в более высоких горизонтах земной коры серия кулисообразных разломов.

Центральный главный разлом, секущий с севера на юг весь Таймырский полуостров и прослеживающийся далее в пределах Средне-Сибирского плоскогорья, определяется также и по резкому изменению в характере геофизических полей (по изменению простирания аномалий и степени их интенсивности). Наличие на этой линии положительных аномалий большой величины свидетельствует о существовании здесь многочисленных интрузий более магнитных и плотных пород, чем на окружающих территориях. Наибольшие из этих аномалий — Гулинская и Тукюланская — приурочены к линии Центрального главного разлома. Последняя аномалия, величиной +13 мГл, по нашему мнению, является интрузией ультраосновных пород, типа Гулинской, не выходящей, однако, на поверхность. Река Котуй и его приток Тукюлан как бы обтекают эту аномалию.

Зарегистрированные в верхнем течении р. Нижней Таймыры на линии Центрального главного разлома эпицентр землетрясения силой 5—7 баллов и два эпицентра такого же порядка на продолжении этой линии в пределах Северной Земли являются доказательством того, что и в настоящее время описываемая линия разломов является областью интенсивной тектонической жизни на глубине. Если принять во внимание значительную отдаленность сейсмологических станций от рассматриваемого района, не позволяющую регистрировать здесь толчки с силой менее 3—4 баллов, то приуроченность трех выявленных эпицентров землетрясений к предполагаемой линии разлома является достаточно веским фактом, подтверждающим гипотезу о существовании глубинного разлома значительной протяженности (более 1000 км), секущего с севера на юг весь Таймырский полуостров.

Восточный главный разлом, или дизъюнктивная зона, выявляется на основании резкого изменения изолинии магнитного поля и изоаномал силы тяжести с широтного простирания на меридиональное. Наличие здесь относительно крупных положительных аномалий связывается с внедрением изверженных пород в осадочную толщу, происшедшим, вероятно, по упомянутому разлому. Эти аномалии с юга на север фиксируются следующим образом: Кылайский максимум, Оттокуйский максимум и Бегичевский максимум. Оттокуйская аномалия приурочена к стыку между Восточным главным разломом и широтным сбросом, отмечаемым здесь в рельефе.

Существование на линии разлома также нескольких эпицентров землетрясений с силой 6—7 баллов (с координатами 80°40' с. ш. и 113° в. д., 75° с. ш. и 115° в. д., зарегистрированных в 1927 г. и эпицентра с координатами 68°50' с. ш. и 113° в. д.)¹ указывает на возрождение тектонической активности вдоль всей этой линии.

Весьма интересным фактом, на наш взгляд подтверждающим наличие региональных глубинных разломов, является существенное различие не только в характере, но и в среднем уровне гравитационного поля рассмат-

¹ Ввиду отдаленности сейсмических станций точность определения координат эпицентра порядка 100 км.

риваемой территории. Так, например, в пределах северной части Западно-Сибирской низменности, где на площади более 300 000 кв. км с поверхности широко развиты молодые четвертичные отложения, поле силы тяжести представлено небольшими, главным образом положительными аномалиями и средний уровень поля составляет +10 мГл. Восточнее р. Енисей, в пределах развития пород верхнего и частично среднего палеозоя, на площади, примерно, в 360 000 кв. км наблюдаются значительные отрицательные аномалии, при среднем уровне гравитационного поля порядка -50 мГл. Наконец, к востоку от Центрального главного разлома, в пределах развития на поверхности кембрийских и докембрийских пород, гравитационное поле вновь представлено слабыми аномалиями, имеющими преимущественно отрицательные значения. Средний уровень гравитационного поля здесь составляет -15 мГл.

Такой характер гравитационного поля показывает, что линии главных разломов являются, по-видимому, линиями контактов крупных блоков земной коры различной мощности, т. е. линиями резкого изменения глубины поверхности Мохоровичича и, вероятно, линиями движений (с различными знаками) этих блоков.

Разломы, близкие к широтному простиранию, по геофизическим материалам изучены менее, чем меридиональные. Это обстоятельство связано, главным образом, с ограниченностью геофизических съемок в складчатой области и отсутствием аэромагнитной съемки на большей части платформы. Поэтому в данное время можно уверенно говорить лишь о разломе, огибающем Сибирскую платформу с севера. На карте магнитного поля этот разлом прослеживается по резкой смене пониженных и повышенных аномалий: аналогично он выражается и в гравитационном поле. Следует отметить, что этот разлом к западу и востоку от Центрального главного разлома изменяет свой характер: на западе он выражен более резко, на востоке смещен к северу и слабее выражен в геофизических полях.

Весь имеющийся в настоящее время комплекс хотя и ограниченных геофизических, тектоно-магматических и неотектонических материалов дает основание утверждать, что начиная с палеозоя и до последних дней, все три главных разлома (дизъюнктивные зоны) неоднократно активизировались. Нетрудно себе представить, какое влияние, в смысле активизации временно залеченных разломов, имела каждая тектоническая фаза герцинского цикла в Таймырской складчатой области, а затем алтайского цикла в Верхоянской области. Пологое изгибание пластов в пределах Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклиз, вызываемое напряжениями в соседних геосинклиналах, осложнялось в дизъюнктивных зонах оживляющимися разломами. Этому процессу обязаны своим существованием так называемые борты Тунгусской синеклизы, заметно отличающиеся более крутым падением пород и многочисленными разрывами от прилегающих к нему пологих склонов Тунгусской синеклизы и Анабарской антеклиз.

О существовании главных разломов в среднем и нижнем палеозое, а тем более в докембрии, мы не имеем таких объективных данных, как для верхнего палеозоя и мезокайнозоя. Но тем не менее, если учесть, что главные разломы рассекают такие разрывы по своему строению геотектонические зоны как Таймырская складчатая область, Таймырская депрессия и Сибирская платформа, и что первые этапы образования Таймырской складчатой области, как известно, относятся, к протерозою, то наиболее логичным является предположение, что эти разломы заложены еще в архейское время, т. е. до образования указанных геоструктур.

С каждой тектонической фазой главные разломы оживали. Проявления такой активизации были различны, в зависимости от интенсивности тектонических фаз. Сравнительно слабые фазы обуславливали мелкие передвижки фундамента, что вызывало образование в вышележащих по-

родах вертикальных трещин и наклонных сколов. Наиболее интенсивные фазы герцинского цикла, с которыми связаны многочисленные глубинные разломы на территории значительной части Сибирской платформы, Таймырской складчатой области и Таймырской депрессии, обусловили региональное развитие эффузий и интрузий трапповой магмы в основном базальтового и долеритового состава с их производными. В то время как обычные трещины достигли базальтового пояса Земли, определяя основной состав первичной магмы, главные разломы проникли до перидотитового пояса и с ними связаны внедрения и извержения магмы преимущественно ультраосновного состава.

Одновременно с тремя главными разломами, близкими к меридиональному простиранию, развивались две поперечные им дизъюнктивные зоны, в общем, восточного-северо-восточного направления — по северной и южной границам Таймырской депрессии. Характерно, что и в пределах этих зон тоже известны внедрения ультраосновных пород, близких к кимберлитовому и перидотитовому составу. В северной поперечной дизъюнктивной зоне, по которой протекает р. Верхняя Таймыра, в 1929 г. Н. Н. Урванцевым установлена интрузия щелочно-ультраосновной породы, близкой по составу к альфонитам. В 1940 г. эта порода описана Г. Г. Моором как кимберлит, учитывая ее большое сходство с последним.

Вторая, более южная поперечная дизъюнктивная зона, протягивающаяся по северному краю Сибирской платформы, пересекаясь с Центральным главным разломом, обуславливает широкое распространение ультраосновных и щелочно-ультраосновных интрузий Гулинского типа. Наличие здесь меймечитов, близких по составу к кимберлитам, часть которых, по-видимому, судя по данным Е. Л. Бутаковой, является эффузивами, дает основание предполагать в этом районе развитие и алмазосных кимберлитовых нектров.

Пересечение этой же поперечной дизъюнктивной зоны с Западным главным разломом приходится на Норильский район, где расположены своеобразные дифференцированные интрузии трапповой магмы, с которыми связаны крупные сульфидные медно-никелевые месторождения.

Наконец, менее изученный в петрологическом отношении район пересечения этой дизъюнктивной зоны с Восточным главным разломом, вероятно, обусловил в сфере Полюгайского грабена более глубокие разломы, которые в пермотриасовое время пробудили здесь весьма интенсивную вулканическую деятельность. Поэтому можно ожидать, что наряду с основными вулканическими породами, при более детальном геологическом изучении этого района здесь будут встречены и ультраосновные.

Кроме этих двух четко выраженных по краям Таймырской депрессии поперечных дизъюнктивных зон, намечается еще третья — между Центральным и Восточным главными разломами, на широте полярного круга, по-видимому, не распространяющаяся на запад дальше Центрального главного разлома. В пределах этой поперечной дизъюнктивной зоны повернут под прямым углом восточный борт Тунгусской синеклизы и соответственно по этому же направлению здесь ориентированы как древние — пермские и триасовые разломы, с которыми связаны внедрения основной и ультраосновной магмы, так и молодые — мезокайнозойские разломы, к которым приспособляются долины современных рек. Часть долин р. Мойеро в пределах этой поперечной дизъюнктивной зоны меняет свое направление с меридионального на широтное. Преобладающее направление восточных рр. Оленек и Мархи здесь тоже широтное. В местах пересечения главных разломов поперечными, дизъюнктивные зоны расширяются до 250—300 км.

Сопоставление всех вышеприведенных геофизических, тектоно-магматических и неотектонических данных позволяет в итоге нарисовать следующую общую картину.

Среди серии многочисленных разломов разного порядка, которыми изобилует север Средней Сибири, особо выделяются три главных глубинных разлома, близких к меридиональному направлению и заложивших, по-видимому, еще в архейское время. Они пересекают смежные геоструктуры — Сибирскую платформу (в пределах ее северной половины), Таймырскую депрессию и Таймырскую складчатую область. Почти перпендикулярно им расположены три поперечных разлома, два из которых, протягиваясь по краям Таймырской депрессии, пересекаются со всеми тремя главными разломами, а третий — к югу от Анабарского шита, на широте полярного круга — обуславливает на территории между центральным и восточным главными разломами поворот на 90° восточного борта Тунгусской синеклизы. Все эти шесть глубинных разломов (три главных меридиональных и три поперечных) в течение геологической истории то заживались, то активизировались. Они выражены на дневной поверхности дизъюнктивными зонами шириной в 100—200 км с расширениями в местах их пересечения до 250—300 км. В пределах этих зон развиты ультраосновные и щелочно-ультраосновные породы — перидотиты, дуниты, меймечиты, ильолиты, альфониты, мончикиты, кимберлиты, лимбургиты, автититы, нефелиновые и меллитовые базальты. Естественно, что на дневной поверхности в пределах дизъюнктивных зон выходы ультраосновных и щелочно-ультраосновных пород распределены весьма неравномерно. По-видимому, наиболее благоприятным условием для развития извержений и внедрения магмы такого рода являются районы пересечения главных разломов с поперечными. Кроме того, следует иметь в виду, что при дифференциальных движениях мезозойского времени часть дизъюнктивных зон была опущена и перекрыта верхнемезозойскими и четвертичными отложениями, под которыми скрыты выходы ультраосновных пород.

Дислокации новейшего времени по-разному активизировали различные участки главных разломов. Если по западному и восточному главным разломам продолжение Таймырской складчатости срезаны и опущены на значительную глубину, то в пределах нижнего течения р. Анабара движения мезокайнозойского времени по Восточному главному разлому почти незаметны — они не отражаются как-либо существенно на геологическом строении.

Установленные пока в первом приближении закономерности развития главных разломов севера Средней Сибири выдвигают ряд новых вопросов, которые требуют более детальных исследований. Да и сами основные положения этой схемы нуждаются в подтверждении их дополнительным фактическим материалом. Но очевидность существования здесь дизъюнктивных зон заставляет с особым вниманием относиться к их дальнейшему изучению, так как они несомненно имеют большое не только научное, но и практическое значение. Все дифференцированные трапповые интрузии Норильского типа, Гулинская ультраосновная интрузия с щелочными производными и ряд ей подобных связаны именно с этими дизъюнктивными зонами. Поэтому некоторые части таких зон являются весьма перспективными на сульфидные и магнетитовые руды на флюопит и редкие металлы и, наконец, они характеризуются повышенной перспективностью в отношении алмазосности.

П. С. ВОРОНОВ

О СВЯЗИ НЕКОТОРЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РЕЛЬЕФА СЕВЕРА СРЕДНЕЙ СИБИРИ С ПРОЦЕССАМИ НЕОТЕКТониКИ

Этот краткий очерк посвящен вопросу распространения новейших структурных образований земной коры, возникших на территории центрального сектора Советской Арктики в течение кайнозойской эры и главным образом ее четвертичного периода. В основу работы положена предварительная схема неотектонических образований северной части Средней Сибири (рис. 1).

Эта структурная схема является первым опытом такого рода построений для данного региона. Главный метод, который был применен при ее создании, заключается в анализе конфигурации гидросети.

Применение этой методики стало возможным лишь после составления в 1953 г. картографо-геодезическим отделом Института геологии Арктики по материалам аэрофотосъемки карты гидросети крайнего севера Сибири в масштабе 1 : 2 500 000. Большая точность этой карты, построенной на высококачественных (преимущественно аэросъемочных) материалах, устраняет сомнения в правильности выявляемых на ней закономерностей.

Особенности примененного метода заключались в следующем: в пределах каждого из бассейнов крупных рек выделены генерализованные направления течения более крупных притоков на тех отрезках, где наблюдалась наименьшая извилистость их долин (спрямленные участки). В каждом речном бассейне были намечены преобладающие направления стока и, по возможности, производилась увязка этих направлений с простиранием структурно-тектонических линий, зафиксированных в выходах коренных пород.

Прибегая к анализу гидросети, автор исходил из представления об относительной молодости современного эрозионного рельефа исследуемой части Арктики.

Новейшая фаза эрозии, очевидно, не могла внести ощутимых изменений в основной морфометрический план древнечетвертичного рельефа. Последний же должен был обладать всеми возможностями воспринять главные структурные особенности этого региона, если принять во внимание длительность имевшего здесь место в конце кайнозоя периода денудации.

Большое значение имеет то, что древне-четвертичный рельеф Советской Арктики находился в условиях, благоприятствовавших отражению в его морфометрических чертах большинства молодых тектонических движений, так как в течение продолжительных эпох четвертичного периода обширные площади Крайнего Севера были покрыты либо льдами покровного оледенения, либо водами трансгрессий. Оба эти фактора, будучи более пассивными агентами экзогенных сил, чем эрозия, способствовали лучшему сохранению в рельефе всех тектонических новообразований, возникших в течение неогена и четвертичного периода.

94

Все это подтверждает заявление В. А. Обручева (1948 г.) о том, что «неотектоника вполне объясняет все особенности современного рельефа суши всего земного шара», если говорить о главных особенностях этого рельефа.

Проводя систематический анализ гидросети исследуемого региона и переходя последовательно от одного бассейна крупной реки к другому, можно убедиться в том, что как очертания границ отдельных бассейнов, так и направления спрямленных участков рек внутри этих бассейнов укрупненно региональное значение. Так, например, в бассейнах р. Хатанги эта система сводится к резкому преобладанию двух направлений, отражающихся как в ориентации водораздельных границ, так и в спрямленных участках притоков р. Хатанги. Эти два направления характеризуются примерно азимутами 50° и 320°.

Следует отметить, что направление водоразделов Хатангского бассейна с азимутом 50° преобладает на территории Таймырской депрессии, между тем как для Сибирской платформы более характерно направление по азимуту 320°. Особенно важно подчеркнуть, что первое направление в общем параллельно границе северного борта Таймырской депрессии, а второе — весьма близко к простиранию складок и разрывов в пределах ядра Анабарской антеклизы.

Таким образом, на территории бассейна р. Хатанги устанавливается достаточно очевидная связь между параллельными особенностями тектонических структур и ориентировкой основных черт орогидрографии. Эта направленность гидрографической сети и ее водоразделов хорошо выявляется на схеме неотектоники севера Средней Сибири (см. рис. 1). Как видно на этой схеме, некоторые из таких гидрографических и орографических линий, с достаточной очевидностью отражающие неотектонические черты региона, прослеживаются на сотни километров.

Вопрос о возможном приспособлении гидросети к простиранию сравнительно древних структур коренных палеозойских и докембрийских пород решается в отрицательном смысле. Нередко спрямленные участки рек секут направление простирания коренных пород под углом в 15—20°. В верховьях же рр. Поиная и Котуйкана реки текут почти перпендикулярно к простиранию складок архейских пород.

Возникает вопрос, чем могут быть обусловлены такие линии. Чтобы дать правильный ответ на него, надо в первую очередь выяснить, чем было вызвано северо-восточное направление (азимут 50°).

Учитывая безусловно региональный характер линии этого простирания параллельность между собой, а также независимость от большей площади Хатангского бассейна от геологических структур палеозойских и докембрийских пород, автор считает подобные явления результатом приспособления гидросети к слабой волнистости земной коры, вызванной на данном участке новейшими тектоническими движениями. Таким образом, мы имеем здесь дело с серией тектонических валов, возникших совсем недавно и быть может продолжающих расти еще и в наши дни. Амплитуда относительных вертикальных перемещений земной коры, очевидно, невелика, изменяясь на платформе в пределах немногих десятков метров, а в Таймырской депрессии в несколько больших пределах.

Поверхностные воды, легко реагирующие на малейшие наклоны земной поверхности, по мере того как возникший неотектонический рельеф освобождался от льдов покровного оледенения или вод трансгрессии, использовали значительную часть тальвегов таких неотектонических ложбин в качестве первичного направления своих водотоков.

Расположение этих ложбин в пределах менее жестких частей земной коры (Таймырская депрессия), очевидно должно быть более густым, чем в пределах более жестких ее масс (Сибирская платформа). Это и под-

95

тверждается всей совокупностью фактических наблюдений над гидро-сетью.

Можно полагать, что современный юго-восточный край Таймырской складчатой области проявлял некоторую активность по отношению к расположенным на юг и юго-восток от него Таймырской депрессии и Сибирской платформе. Эта активность, по-видимому, выражалась в давлении с северо-запада, а отчасти, возможно, и перемещении масс в юго-восточном направлении.

Такая общая концепция заставляет автора считать долину р. Дудинты (бассейн р. Пясины) генетически связанной с системой речных долин Хатангского водосборного бассейна. Об этом говорит и простирание (азимут 50°) долины этой реки и ее северо-западного водораздела. Та же закономерность, очевидно, полностью распространится на весь бассейн р. Таймыры и Таймырского озера.

Положение несколько осложняется на северо-западном побережье Хатангского залива, где ряд рек и их водоразделов (рр. Большая Балахна, Новая и Харатумусский вал, выделенный автором в 1951 г.) имеют почти широтное простирание. Но это осложнение могло происходить за счет воздействия тектонических сил другого направления, например, влияния альпийских структур Верхояльской складчатой области, которые имеют здесь то же широтное простирание.

Можно допустить и некоторую возможность связи северо-восточной ориентировки речных долин с дислокациями, однако оснований для предположения о такой связи значительно меньше. Дело в том, что установленные непосредственными геологическими наблюдениями тектонические разрывы северо-восточного простирания в данной части Сибирской платформы довольно редки, а следовательно, нет достаточных оснований приписывать им указанный здесь характер ориентировки гидросети.

Второе направление на спрямленных участках гидросети (азимут 320°), характерное также для юго-западной границы Хатангского бассейна, почти перпендикулярно первому (азимут 50°).

Возможно, что это направление в системе гидросети связано с разломами северо-западного направления, широко развитыми на территории Таймырской депрессии и особенно в северной части Сибирской платформы. Эти разломы установлены как непосредственно при наземной геологической съемке на Сибирской платформе (Я. И. Полькин, М. Т. Кирюшина, С. В. Воскресенский, М. И. Рабкин и др.), так и геофизическими методами в пределах Таймырской депрессии (интерпретация П. С. Вороновым данных Д. В. Левина и С. М. Крюкова). Очевидно, серии сбросов, заложенных еще в нижнем мезозое и палеозое, в палеозойском и докембрийском фундаменте, активизировались в новейшее время, воздействуя соответствующим образом на речную систему региона.

Таким образом, если первое из двух установленных направлений, характерных для разветвленной гидросети, вероятно, в основном обусловлено северо-восточным простиранием формирующихся неотектонических ложбин и валов, то второе направление связано с северо-западным простиранием разломов, по которым, по-видимому, иродолжали происходить в течение четвертичного периода подвижки отдельных блоков земной коры.

Наряду с общими закономерностями регионального характера, необходимо остановиться на более мелких локальных проявлениях неотектоники в расположении гидросети, приводящих к исключениям из общих закономерностей.

Рассмотрим, прежде всего, юго-западный участок Хатангского бассейна, который соответствует верховьям рр. Аяна и Котуя.

Конфигурация гидросети в пределах данного района обнаруживает целый ряд любопытных закономерностей.

Здесь, наряду с прямолинейными участками речных долин, отмечаются

95

также криволинейные, дугообразные участки, протяжением в десятки километров.

Очень характерны и очертания местных озер: Дюпкун, Хантайского, Кутармакан, Ламы, Собачьего и др. Длинные, узкие и необычайно глубокие, они по своей конфигурации удивительно напоминают новежские фиорды, всецело predeterminedенные трещиной тектоникой.

По мере продвижения от озера Дюпкун к озеру Лама можно наблюдать, что длинные оси всех перечисленных озер испытывают закономерное изменение своей ориентировки от северо-восточной до широтной. Продолжения таких осей к востоку пересекаются друг с другом в районе озера Аян, где находятся наиболее высокие вершины плато Путорана. В этом же районе пересекаются и продолжения спрямленных участков многих речных долин.

Все отмеченные выше особенности гидросети, по-видимому, являются результатом приспособления местных речных долин и озерных котловин к направлениям тектонических трещин, имеющих радиальное и концентрическое расположение относительно указанного центра.

Причиной образования разломов такого рода, очевидно, является молодое сводовое поднятие большого радиуса и амплитуды, возникшее в районе западной оконечности современных Путоранских гор (площадь, охваченная системой радиальных и концентрических трещин, превышает 30 000 кв. км).

Основное формирование этого Путоранского свода происходило, скорее всего, в течение неогена, причем максимальной высоты (около 2000 м) и размеров его площади он, очевидно, достиг к концу третичного периода.

Одновременно с ростом поднятия происходило и интенсивное разламывание слагающих его пород. Такому разламыванию особенно должны были способствовать мало податливые пластическим деформациям базальты, мощными покровами которых сложен Путоранский свод.

В результате этого к началу четвертичного периода весь свод был разбит на отдельные блоки целой сетью радиальных и концентрических трещин. По-видимому, в конце этого процесса произошло оседание центральной части свода с амплитудой в сотни метров. Таким образом возникла обширная котловина (кратер оседания) с абсолютными высотами дна около 1200—1300 м, окруженная останцами прежних склонов. Высоты этих останцев и поныне около 1600 м.

Много общего с Путоранским сводом имеет Попигайская структура, расположенная в крайнем восточном углу Хатангского бассейна, соответствующем междуручью верховьев р. Попигаия и его левого притока — р. Рассохи. Здесь граница (водораздел) Хатангского бассейна также описывается на северо-востоке, востоке и юго-востоке правильной дугой, соответствующую окружности с радиусом около 65 км. Центр окружности расположен в районе округлой излучины р. Далдын — левого притока р. Попигаия. Средняя линия этой излучины также отличается изумительной геометрической правильностью. Она почти вся попадает на дугу окружности с радиусом около 4 км, центр которой расположен в пределах небольшого озера Чопко. Отрезки долины целого ряда рек, текущих поблизости от этого центра, в пределах радиуса около 70 км или даже несколько больше, ориентированы либо по концентрическим дугам, либо по радиусам относительно указанного центра. Как и в отношении Путоранского свода, автор склонен считать подобное поведение гидросети результатом приспособления ее к радиальным и концентрическим трещинам, возникшим в теле молодого сводового поднятия в течение третичного периода. Возникновение грабена в центральной части предполагаемой нами Попигайской сводовой структуры произошло, по-видимому, несколько раньше, чем в районе Путоранского свода.

Приподнятость в рельефе краевых частей Попигайского грабена (кратера оседания), являющихся, по-видимому, реликтами Попигайского

7 Тр. Ленин, т. 67

97

свода, плохо выражена, что, вероятно, объясняется литологическими особенностями слагающих его пород и более ранними сроками окончания его формирования.

На северо-западном и южном склонах Анабарской антеклизы гидроорграфией хорошо фиксируются Муруктинская и Аганглийская котловины, установленные М. Т. Кирюшиной, В. В. Ермоловым, С. Ф. Биске, Я. И. Полькиным и др., а также серия параллельных друг другу молодых неотектонических ложбин и впадин широтного простирания. Протяженность их ориентировочно 600—750 км при средней ширине в 40—60 км. Широтное направление ложбин этой части Хатангского бассейна, очевидно, обусловлено ориентирующей ролью южного края Анабарской антеклизы, а, возможно, также добавлением к нажиму со стороны Таймырской складчатой области еще некоторого давления со стороны Верхоянской геосинклинали.

Автор полагает, что в районе стыка деформации северо-восточного и широтного направлений (среднее течение в. Котуя) образовалась Муруктинская котловина. Судя по конфигурации последней, можно также допустить, что здесь сильнее проявились деформации северо-восточного направления.

Поворот долин рр. Подкаменной, Осипа и других на Восточной Таймыре с почти меридионального простирания на почти широтное объясняется ростом неотектонической антеклинали (вала) северо-восточного направления. Чрезвычайно показательно, что на прямом продолжении этой линии к югу от устья р. Чернохребтовой И. М. Мигай (1952 г.) наблюдал в древнечетвертичных отложениях широкую и пологую антиклинальную складку.

Переходя к рассмотрению бассейна Таймырского озера, необходимо подчеркнуть, что как в очертаниях этого бассейна, так и в спрямленных участках речных долин преобладают два направления: северо-восточное (50—70°) и северо-западное (320—340°), т. е. близкие к направлениям, зафиксированным в бассейне р. Хатанги. В северо-восточной части бассейна Таймырского озера, так же как это наблюдалось и в Хатангском бассейне, северо-восточные направления спрямленных участков речных долин сменяются на широтные.

Современная конфигурация бассейна Таймырского озера и прямолнейный характер его основных черт свидетельствуют как о тектонических причинах этих очертаний, так и о юности породивших их движений.

Общность элементов, определяющих формы бассейнов Таймырского озера и р. Нижней Таймыры, говорит об их сходном происхождении. Бассейн р. Нижней Таймыры, как и бассейн Таймырского озера, очевидно, возник за счет взаимодействия неотектонических движений пликативной и дизъюнктивной природы, имеющих северо-восточные и северо-западные простирания.

Разница в формировании бассейнов р. Нижней Таймыры и Таймырского озера, по-видимому, лишь та, что среди неотектонических процессов, определявших конфигурацию первого из них, дизъюнктивные дислокации преобладали над пликативными. Впрочем, это же относится и к северному склону бассейна Таймырского озера.

Как сама долина р. Нижней Таймыры, так и некоторые части верхнего течения ее притоков (рр. Шренк, Траутфеттер и др.) обусловлены разломами северо-западного направления (310—330°). Эти разломы, по-видимому, заложенные еще в герцинское время (так как часть их подчеркивается дайками траппов этого направления), активизировались неоднократно в мезозойское и кайнозойское время. Последние блоковые подвижки по разломам этой серии относятся, по-видимому, уже к послеледниковому времени и заметно отражаются в рельефе.

Направление по азимуту 320° является господствующим в значительной части бассейна р. Енисей. Долина самой р. Енисей, в пределах исследу-

дуемого региона, несомненно, также приурочена к крупному региональному разлому. Но наличие в очертаниях описываемой части долины коленообразных изломов приводит к мысли, что линия разлома не прямолинейна, а имеет зубчатый характер. Направления простирания изломов долины р. Енисей не хаотичны, а образуют стройную систему, в которой выделяются две группы: первая (северо-северо-восточная и северо-восточная) с азимутами 5—35—50° и вторая (северо-северо-западная и северо-западная) с азимутами 300—320—355°. Причем угол между средними вершинами обеих групп равен, примерно, 70°. Повороты долины в среднем на 110°. Долины с коленообразными изломами тех же направлений встречаются и у других рек этой части региона. Автор видит в таком явлении аналогии с результатами экспериментальных исследований М. В. Гзовского и Е. И. Чертовой, показавшими, что аналогичным образом бывают взаимно ориентированы трещины при начальных стадиях развития деформаций сдвига, превысивших предел упругости испытываемого вещества. По одному из направлений отрезков колен трещины широко раскрываются, а по другому направлению — остаются сжатыми. Открываются трещины именно тех отрезков, простирание которых расходится с направлением движения (в пределах угла 90°). Наоборот, отрезки, простирание которых сходится с направлением движения, зажаты. Это правило приложимо к каждому из отрезков зигзагообразной линии разлома и к любому из пары сдвигаемых друг относительно друга блоков.

В низовьях р. Енисей (к северу от Игарки) также наблюдается закономерное чередование расширенных и суженных участков его долины, причем расширенные участки имеют простирание на юго-юго-восток. Западное побережье реки, кроме того, значительно опущено по сравнению с восточным.

Таким образом, разлом, по которому здесь ориентирована р. Енисей, очевидно, представляет собою крупный сброс-сдвиг.

Ряд аналогичных долин р. Енисей зигзагообразных линий наблюдается и в некоторых участках долин его левых притоков. Причем общее простирание этих участков, примерно, параллельно зигзагообразной части долины р. Енисей. Все это в совокупности говорит о том, что против Западно-Сибирской депрессии осложнен целой серией параллельно расположенных сбросо-сдвигов. Но основным из этих разломов является сбросо-сдвиг, к которому приурочена здесь долина р. Енисей. Он отличается наибольшей протяженностью и максимальной амплитудой.

Учитывая колоссальную протяженность этого разлома, можно полагать, что он мог возникнуть в раннемезозойское время в результате разрядки весьма мощных тектонических напряжений и неоднократно активизировался далее вплоть до новейшей эпохи. Таким образом, он является закономерной частью Западно-Сибирской депрессии на всех этапах ее развития. Автор именует его «Енисейским порогом оседания».

В районе устья р. Енисей, наряду с очевидными проявлениями блоковой неотектоники, существуют следы роста молодых пликативных образований северо-восточного направления типа крупных валообразных поднятий, на что еще в 1952 г. обращал внимание В. Н. Соколов и Ю. Н. Кулаков. К числу такого же типа пликативных дислокаций следует отнести и Усть-Енисейскую впадину, установленную В. Н. Саксом. По его мнению, эта впадина, начав формироваться в нижней юре, завершила процесс своего максимального прогибания к концу мелового периода.

Применяемая методика увязки оргиграфических данных с результатами непосредственных геологических наблюдений позволяет подтвердить высказанное В. Н. Саксом предположение о том, что как эта, так и ряд других структур того же порядка продолжают свое тектоническое развитие и в наши дни.

Бассейн р. Пясны, располагаясь между всеми вышеописанными речными бассейнами, воспринимает многие характерные для них черты, при-

чем в наибольшей степени это касается Енисейского и Хатангского бассейнов.

Гидростень южной части Пясинского бассейна формировалась под влиянием роста Путоранского свода, вследствие чего речные долины приспособились здесь либо к радиальным, либо к концентрическим тектоническим трещинам, связанным с процессом вздымания этого свода.

В той части бассейна р. Пясина, которая расположена в северо-западной краевой части Сибирской платформы и в пределах Таймырской депрессии, так же как и в бассейне р. Хатанги, развиты два направления в очертаниях водосборного бассейна и на спрямленных участках речных долин: северо-западное, очевидно, связанное с активизированными разломами палеозойского фундамента, и северо-восточное (в значительной своей части восточное), обусловленное образованием неотектонических впадин и ложбин. Причем осевые части последних и определяли в речной системе непосредственно северо-восточное направление.

В северной части бассейна р. Пясина, расположенной в пределах Таймырской складчатой области, наблюдается четкая зависимость гидростети от молодых разломов северо-западной ориентировки. Так, например, с разломами несомненно связана устьевая часть р. Пясина, которая обладает с молодым грабенем.

Река течет здесь по коридору, шириной в 25—35 км, между выходами коренных палеозойских пород, слагающих блоки Западного и Центрального Таймыра. Характерно, что направление линии восточного побережья Пясинского залива, южнее широты о. Зверового и главной протоки р. Пясина, имеет прямолинейные очертания и наращивается на юге спрямленным участком долины. Таким образом, здесь четко прослеживается прямая гидрографическая линия длиной в 100 км с простиранием по азимуту 340°.

В этом же месте бассейна р. Пясина существует несколько неотектонических поднятий и прогибов северо-восточного направления, которые определяются общим орографическим планом, поведением гидростети и очертаниями границ «Пясинского коридора».

Ось поднятия главной цепи Бырранга, устойчиво прослеживающаяся с Восточного Таймыра от о-ва Петра по северному побережью Таймырского озера, пересекая среднее течение р. Тарей и низовья р. Бинюды, проходит к левобережью низовья р. Пуры. Также орографически прослеживается региональный прогиб, протянувшийся со стороны залива Фаддея через долины рр. Траутфеттера и Шренк до дельты р. Пясина.

Ориентировки долин притоков р. Пясина и их водоразделов фиксируют еще более мелкие неструктуры того же направления.

Основные черты речной системы, тяготеющей к морскому побережью Таймыра, находятся в прямой зависимости от конфигурации морского берега, так как уровень моря является непосредственным базисом эрозии рек, впадающих в моря, омывающие Таймыр.

Необходимо прежде всего обратить внимание на те закономерности в очертании берегов Таймыра, которые имеют прямую связь с процессами неотектоникой.

В пределах побережья Харитона Лаптева, между устьем р. Гусиной и мысом Поворотным, линия морского берега спрямлена на протяжении более чем 50 км с простиранием по азимуту 40°. Данное направление хорошо прослеживается в очертании береговой линии Таймырского полуострова и близлежащих островов, в том числе юго-восточного берега о. Большевик архипелага Северной Земли. Весьма характерно, что к этой линии как бы прижимаются своими берегами северо-западные острова архипелага Норденшельда, при этом нигде не выходя за ее пределы. В общих чертах простирание отмеченной линии прослеживается на протяжении около 550 км. Очевидно, что такое очертание морских берегов, выдерживающееся более, чем на полтысячи километров, может быть свя-

зано только с региональным разломом. В настоящее время, благодаря работам Н. Н. Урванцева, Б. Х. Егназарова, С. В. Воскресенского и Н. Ю. Загорской достаточно твердо установлено, что современные очертания островов Северной Земли обязаны молодой глыбовой тектонике.

Более мелкое тектоническое дробление, по-видимому, обусловило образование архипелага Норденшельда. Можно думать, что неотектонические региональные разломы огромной протяженности, крупноблоковые дробления, подобные выявленным на Северной Земле, и мелкоблоковые, типа архипелага Норденшельда, находящиеся в одних и тех же геотектонических условиях побережья Таймыра, тесно связаны между собой.

К другой системе неотектонических разломов относится прямолинейный участок берега Харитона Лаптева от мыса Поворотного до устья р. Толевой и далее по южному берегу залива Миддендорфа, прослеживающийся в общем на протяжении 150 км по азимуту 70°. К северу от этой линии параллельно ей намечается другая, аналогичная линия длиной около 160 км, проходящая вдоль северных берегов островов Таймыра, Нансена и др. С этим же направлением разломов связана, очевидно, общая ориентировка долины р. Непонятной, низовьев р. Мамонта и пр.

Характерно также северо-западное направление береговой линии (азимут 330°), протяженным около 190 км, намечающееся по правому берегу Таймырской губы, вдоль юго-западного побережья п-ова Оскара, по крайним северо-восточным островам архипелага Норденшельда и соответствующей оконечности о. Русского. Параллельно этой линии ориентирован ряд спрямленных участков долин рек Северного Таймыра (р. Ленивая, верхнее течение р. Траутфеттера и др.).

Такое направление (315—330°) является одним из преобладающих в речной системе севера Средней Сибири и связано с серией многочисленных региональных разломов этого направления.

В отношении целого ряда разломов последнего типа намечается интереснейший вывод: дизъюнктивные дислокации северо-западного простирания большой протяженности, в отличие от разломов северо-восточного направления, не ограничиваются пределами единых крупных геоструктур, переходя из геосинклинальной области через краевую прогиб в периферическую часть платформы.

Первые эти разломы, вероятно, образовались в весьма древние геологические времена, а затем многократно активизировались до последних дней. На рубеже палеозоя и мезозоя глубинные разломы северо-западного простирания были заполнены траповой магмой с образованием секущих интрузий. Там, где последние не выходят на дневную поверхность, они устанавливаются в виде полосы магнитных аномалий того же направления. В дальнейшем такие региональные разломы активизировались в мезозойское и кайнозойское время. К разломам такого типа на значительном протяжении приспособились такие крупные реки, как р. Нижняя Таймыра и на его продолжении к югу залив озера Таймыр — Байкура-Неру. Дальше на юго-восток это же направление прослеживается через Таймырскую депрессию и краевую часть Сибирской платформы по ряду крупных магнитных аномалий. Одна из этих аномалий совпадает с крупнейшей Гулинской ультраосновной интрузией. Остальные из указанных здесь аномалий тоже, по-видимому, относятся к интрузиям такого же характера. Еще южнее это же северо-западное направление выдерживается на спрямленных участках р. Котья и других рек бассейна р. Хатанги, вдоль северо-восточного борта Тулунгской синеклизы. Таким образом, региональный разлом или серия сближенных разломов, протяженностью свыше тысячи километров, энергично проявлялась уже в период внедрения трапов (а, вероятно, и значительно раньше) и продолжает активизироваться по настоящее время. Вероятно, к таким же линиям можно отнести и описанный выше «Енисейский порог оседания», а к востоку

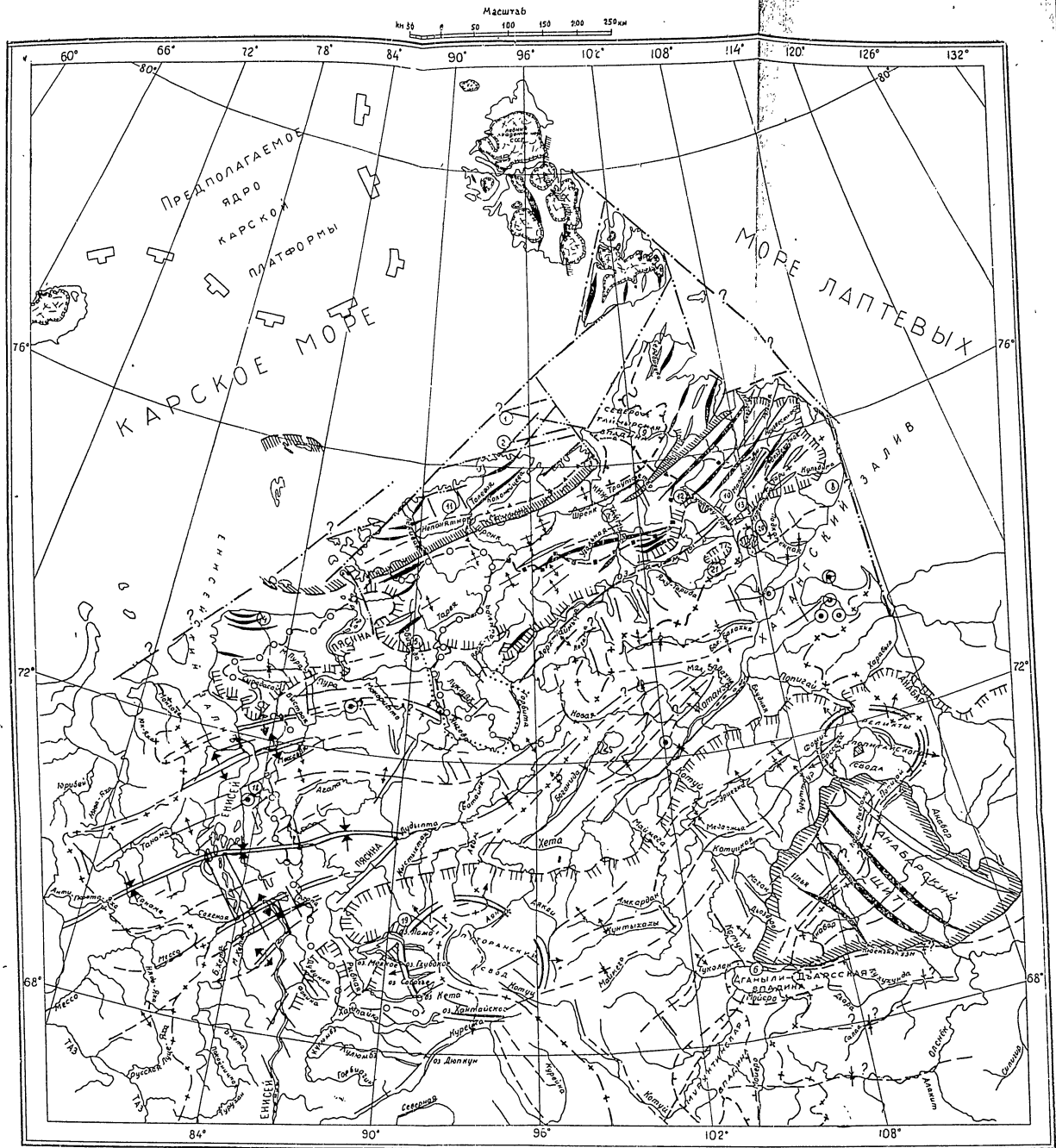
разлом, к которому приурочена Севернее продолжение этого Таймырского полуострова, к подобным им), по-видимому, имеют незначительные швы в земной эологической жизни нашей планеты так или иначе во всех тектонических швах, к которым Таймыра, Пясини, весь этот простирания пикативных юющие Восточному, Централь-

упных региональных разломов в породах ядра Анабарской эти разломы явились результатами и затем активизировались условиями существования этого региона.

ят разломы северо-восточного смежные геоструктуры, другие северо-восточного направления на северо-запад, никогда не типу относятся тектонические Таймыра, слагающими протекли отложениями каледонид, осадками герцинид и, накопленной периферии герцинид в шии, а кое-где и на ее границе

ого направления колеблется ения отдельных блоков земствков до сотен метров, хотя в более древние дислокации) северо-западного, так и северного простирания локального до десятков километров. льные сравнительно небольшие различающиеся значительными мерами таких блоков могут ти и Маккэ-Нэтти (Кирьякабольшое по площади, Янгосторон серией сбросов разрых аэромагнитной съемкой, аются трещины, которыми структуры типа пологих ваденных особенно характерны разнуюсь при расстрески-

еваемого региона в целом, ецифические в геоморфологмибра, Таймырскую илменонически соответствующие епрессии и Сибирской платур характеризуются жестур с конца палеозоя общей я в кайнозое. Таймырская



УСЛОВНЫЕ ОБОЗНАЧЕНИЯ

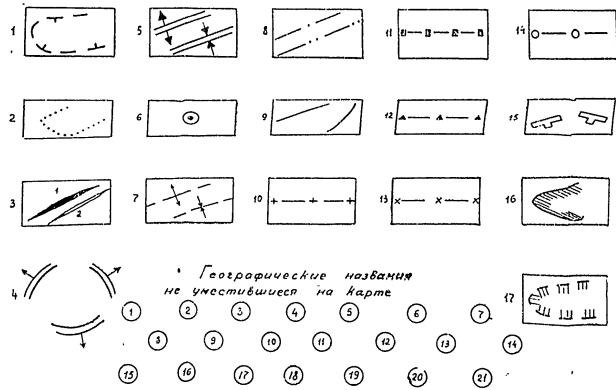


Рис. 1. Предварительная схема неотектонических образований северной части Средней Сибири. 1 — границы Мурунтауской, Алашань-Дьярвской и Северо-Таймырской впадин; 2 — границы наиболее приподнятых блоков Янгосторонского поднятия; 3 — ось некоторых антиклинальных (1) и синклинальных (2) складок; 4 — приподнятые контуры докембрийских пород; 5 — ширинны мезозойских складок; 6 — продолжающиеся в течение четвертичного периода; 7 — молодые дислокационные структуры; 8 — осевые части зон неотектонических поднятий и опусканий; 9 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 10 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 11 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 12 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 13 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 14 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 15 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 16 — границы докембрийских пород с более молодыми отложениями; 17 — границы пермских пород с более молодыми отложениями; 18 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 19 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 20 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах; 21 — участки разломов в палеозойских и докембрийских породах.

от исследуемого региона меридиональный разлом, к которому приурочена значительная часть дошны р. Анабары. Севернее продолжение этого разлома образует восточную оконечность Таймырского полуострова. Вышеуказанные разломы (и ряд других подобных им), по-видимому, представляют собой какие-то весьма древние незажившие швы в земной коре, заложены, возможно, на заре геологической жизни нашей планеты и проявляющиеся в последующие времена так или иначе во всех новообразованных геоструктурах. Такими тектоническими швами, к которым приспособивались долины рр. Нижний Таймыр, Пясны, весь Таймырский полуостров разбиваются арест простирания платформенного и Западного Таймыру.

Общее совпадение направления этих крупных региональных разломов с простиранием складчатости в архейских породах ядра Анабарской антеклизы наводит автора на мысль, что эти разломы явились результатом разрядки тектонических напряжений архея и затем активизировались в итоге каждой из тектонических фаз, обуславливавших существенные изменения в структурном плане исследуемого региона.

На втором месте по протяженности стоят разломы северо-восточного простирания. Они не так ограничивают смежные геоструктуры, дружные, в отличие от разломов, ориентированных на северо-запад, никогда не пересекают несколько геоструктур. К такому типу относятся тектонические контакты между докембрическими толщами Таймыра, слагающими протерозойские структуры, и нижнепалеозойскими отложениями каледонид, между послонини и верхнепалеозойскими осадками герцинид, и наконец, разломы, развившиеся на юго-восточной периферии герцинид в зоне взаимпереходов к Таймырской депрессии, а кое-где и на ее границе с Сибирской платформой.

Протяженность разломов северо-восточного направления колеблется от нескольких десятков до сотен километров.

Вертикальные неотектонические перемещения отдельных блоков земной коры по этим разломам колеблются от десятков до сотен метров, хотя достигают иногда нескольких километров (включая более древние дислокации).

На третьем месте стоят разломы как северо-западного, так и северо-восточного, реже меридионального и широтного простирания локального характера, с протяженностью от нескольких до десятков километров. Это — обычно сбросы, ограничивающие отдельные сравнительно небольшие по площади блоки земной коры, иногда отнимающиеся значительной амплитудой вертикальных перемещений. Примерами таких блоков могут служить высоко поднятые горсты Титкол-Нэтти и Макю-Нэтти (Киржакдо-Гурбитское поднятие, ограниченное со всех сторон сериями сбросов различного направления, хорошо устанавливаемых аэромагнитной съемкой).

Более ограниченными размерами отличаются трещины, которыми осложняются неотектонические платформенные структуры типа пологих впадин, ложбин и сводовых поднятий. Для последних особенно характерны радиальные и концентрические разломы, образующиеся при растрескивании сводов.

Рассматривая неоструктурный план исследуемого региона в целом, мы видим, что его можно разделить на три специфические в геоморфологическом отношении части: горную часть Таймыра, Таймырскую низменность и Средне-Сибирское плоскогорье, тектонически соответствующую Таймырской складчатой области, Таймырской депрессии и Сибирской платформе. Первая и последняя из этих геоструктур характеризуются жесткими массивами земной коры, обладающими еще с конца палеозоя общей тенденцией к поднятию, особенно усилившейся в кайнозое. Таймырская

депрессия, наоборот, соответствует такой зоне земной коры, которая, очевидно, до настоящего времени не утратила своей способности к пластическим деформациям и где с конца палеозоя наблюдается достаточно устойчивая тенденция к прогибанию, при общих колебательных движениях. Таким образом, с конца палеозоя — начала мезозоя можно проследить общую унаследованность основных движений этих трех главных геоструктурных зон севера Средней Сибири.

А. С. ЗАПОРОЖЦЕВА

ТУФОГЕННО-АРГИЛЛИТОВАЯ ТОЛЩА УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА И ЕЕ ПРОИСХОЖДЕНИЕ

Западно-Сибирская низменность в течение мезо-кайнозоя являлась областью погружения, где происходило накопление мощной серии песчано-глинистых осадков, залегающих в районе г. Тюмени на более жестких породах, так называемого «ююрского фундамента».

В левобережье притусьевой части р. Енисей в районе Усть-Енисейского Порта мощная серия осадков мезозоя, так же как и в центральной части Восточного Зауралья, ложится на «ююрский фундамент», образованный туфогенно-аргиллитовой толщей, имеющей мощность свыше 700 м и, возможно, превышающей 1000 м. Породы толщи представлены окрашенными в разнообразные цвета аргиллитами, полимиктовыми алеволитами и песчанниками, туффитами, туфами, основными эффузивами и интрузиями траппов. Преобладают осадочные породы, отдельные слои которых окрашены в разнообразные цвета (черный, серый, зеленый, зеленовато-серый, красный, коричневый), а также в их различные сочетания с дополнительными оттенками. Эти отложения были детально изучены, результаты чего излагаются в настоящей работе. Трудность исследования обуславливалась тем, что осадочные породы изучаемой толщи очень плотны и не поддаются дезинтеграции обычными методами, применимыми в литологии. Кроме того, в толще присутствуют пирокластические осадки, по условиям образования промежуточные между двумя крайними группами пород. Имеются породы смешанного состава — пирокластического и нормального осадочного. Наконец, наблюдаются типичные магматические тела, среди которых не всегда представлялось возможным отличить лавовый поток или покров от интрузивного тела.

Толща имеет мощность свыше 1000 м, характеризуется сравнительно однообразным строением, но все же в составе толщи удастся выделить некоторые отличия, которые позволяют нам разделить ее на две неравные части. Нижняя часть имеет, очевидно, мощность более 420 м, так как подшоа ее не вскрыта бурением. По составу она эффузивно-туфо-аргиллитовая и представлена переслаиванием пород, окрашенных в разнообразные цвета: голубовато-зеленые, серовато-зеленые, коричневатокрасные, коричневатосерые, серые, серо-черные и почти черные. Эта свита, вследствие большого разнообразия цветов, названа нами «пестроцветной» в отличие от покрывающей ее «темноцветной» — эффузивно-туфито-аргиллитовой, в которой аргиллиты имеют темно-серые и серые цвета, а песчанники и туффиты, наряду с темно-серыми и серыми, включают также и зеленовато-серые разности. Нужно подчеркнуть, что основное различие обеих свит заключается в том, что в нижней, пестроцветной свите, наряду с породами смешанного состава (туффиты и туфогены), присутствуют типичные вулканические туфы. Последние свидетельствуют о том, что во время

104

накопления осадков происходили довольно частые выбросы значительных масс пепла, с чем, как будет видно ниже, связывается разнообразная окраска пород и особенно наличие красных и красно-коричневых цветов и оттенков.

В темноцветной свите типичные вулканические туфы не были обнаружены, но, так же, как и в нижележащей свите, присутствуют туффиты и туфогены. Коричневатокрасных пород в ней нет, за исключением одного маломощного прослоя аргиллита, непосредственно контактирующего с интрузивным телом, где порода окрашена в красный цвет, не связанный с условиями накопления осадка, а появившийся благодаря контактовому влиянию интрузии диабазы. Мощность этой свиты по одному разрезу составляет 350 м. Сопоставление этой свиты по одному разрезу превышает 500 м, притом верхние ряды разрезов показывает, что она прерывается границей между этими свитами, которая проводится несколько выше самого верхнего горизонта туфов, что датирует время прекращения или сильного ослабления пирокластической деятельности и падение ее влияния на бассейн, где происходило накопление осадков.

В районе Усть-Енисейского порта в одних участках разрезы вскрывают пестроцветную свиту, в других — покрывающую темноцветную. Только в одном случае, где вскрыта центральная часть толщи, контактируют пестроцветная и темноцветная свиты. Однако в связи с отсутствием достаточного количества материала для исследования, граница между двумя свитами остается без полной характеристики, но есть основания предполагать, что она не резкая.

В серых и черных породах, слагающих темноцветную свиту, а также в прослоях аналогичных пород пестроцветной свиты были обнаружены обильные, главным образом, очень мелкие обрывки обугленных растительных остатков, изредка отпечатки листьев, стеблей и раковинки или отпечатки филлопод, большое количество которых встречается в локальных участках преимущественно темноцветной и в верхней части (60 м) пестроцветной свиты.

По данным Э. И. Кара-Мурза, в аргиллитах верхней половины темноцветной свиты был обнаружен отпечаток листа корданта, принадлежащих в Сибири. Отдельные представители этого корданта присутствуют на протяжении всей перми и не достоверны в триасе. В основании той же свиты был обнаружен отпечаток небольшого стебля плохой сохранности, близкого по строению *Equisetites* sp., принадлежащего семейству хвощевых. Этот род имеет широкое распространение в триасе и юре.

В этой же свите Л. Д. Мирошниковым (1954 г.) в черных аргиллитах были обнаружены отпечатки надкрыльев насекомых. Е. Э. Беккер-Миндрина (1954 г.) установила среди них представителей отряда *Homoptera* (равнокрылые), сем. *Cixiidae* рода *Boreocixius sibiricus* sp. nov. и отмечает, что «равнокрылые сближаются с родом *Mesocixiella*, известным из верхнего триаса и нижнего лэйаса Средней Азии». Особенности их строения также встречены у одного специализированного рода *Pernocixiella* В.-М. из ерунаковской свиты Кузбасса. Таким образом, рассмотрение равнокрылых позволяет определить возраст этих отложений как пермотриаса. Неточность этого определения заставляет обратиться к другим остаткам насекомых. Рассматривая фрагмент крупного крыла *Protopteraria* (Tillyard, 1928 г.), относящийся к сем. *Geinitziidae* (Hordlitzsch, 1905 г.), можно видеть его сильные различия от лэйасовых родов, что позволяет считать наш экземпляр принадлежащий самостоятельному роду. Все эти данные говорят за то, что возраст отложений не может быть старше нижнего триаса, таковым, по-видимому, и следует его считать.»

В слое аргиллита, непосредственно перекрывающем черный аргиллит с отпечатками надкрыльев насекомых, были обнаружены филлоподы, которые, по определению Н. И. Новожилова, представлены формами: *Esthe-*

105

ria septentrionalis Novoj, *E. aequale* var. *arguta* Novoj, *F. ischeroonookii* Novoj.

После пересмотра этих филлопод Н. И. Новожилов дал новые определения: *Erisopsis belmontensis* Mitchell, *Estheriina bellambienstis* Mitchell, *Ltcesteria ouiformes* Novoj, *Pseudestheria obliqua* Mitchell.

На основании приведенных данных Н. И. Новожилов делает вывод, что «слой с листовыми ракообразными близки по геологическому возрасту со слоями корвуичанской свиты Нижней Тунгуски», которую он относит к верхней перми. Однако большинство исследователей: Е. М. Люткевич (1938 г.), В. Д. Принада (1939 г.), И. В. Моисеев и В. П. Тебенчиков (1939 г.), Н. А. Шведов и Г. П. Радченко (1940 г.), Б. В. Ткаченко и А. Ф. Михайлов (1941 г.), Л. С. Берг (1941 г.), Н. А. Гедройц (1951 г.), Т. Н. Спичарский (1955 г.) и В. В. Меннер (1956 г.) считают ее нижнетриасовой.

Многочисленные филлоподы из слоев аргиллитов темноцветной свиты мощностью 300 м, включающих слой с вышеперечисленными насекомыми и небольшое количество их из верхней части пестроцветной свиты, были просмотрены Е. М. Люткевичем, который определил среди них виды: *Estheria subcircularis* Tschern., *E. aequale* Lutk., *E. tungussenstis* Lutk., *E. gutta* Lutk.

Исходя из этого, Е. М. Люткевич приходит к выводу о том, что все виды *Estheria* были описаны из корвуичанской свиты тунгусской серии, отнесенной на основании указанной фауны к нижнему триасу, параллельному с ветлужским ярусом нижнего триаса Русской платформы.

Еще в 1951 г. Н. А. Гедройц до исследования органических остатков высказал предположение, что пестроцветная свита Усть-Енисейского порта является аналогом корвуичанской свиты Тунгусского бассейна.

Приведенные выше результаты изучения органических остатков приводят нас к заключению о том, что возраст включающих их отложений является нижнетриасовым.

Отложения туфогенно-аргиллитовой толщи собраны в складку, вероятно, антиклинального типа с углами падения крыльев в 25–60° и перебиты сбросами, вблизи которых они местами (один случай) приобретают вертикальное положение.

На размытой поверхности туфогенно-аргиллитовой толщи залегают осадки среднего лейаса с базальным конгломератом в основании и с отчетливым угловым несогласием.

Осадки нижнетриасового времени довольно широко распространены к северу от Сибирской платформы. Они известны у Таймырского озера на восточном Таймыре и на Лено-Хатангском междуречье, причем здесь они в большей части представлены фаунистически охарактеризованными морскими оленекскими (верхнекифскими) и подоленискими (нижнекифскими) слоями [6].

К юго-востоку от Таймырского озера В. А. Виноградов (1955 г.) обнаружил в нижнетриасовых отложениях, представленных в нижней части туфитами мощностью 100 м (в основании коричневыми, а сверху зелеными с покровами основных эффузивов), морскую фауну подолениских слоев, выше они сменяются туфогенными песчаниками, переслаивающимися с аргиллитами с фауной оленекских слоев. Подолениские слои залегают без углового несогласия на туфо-лавоовой свите, имеющей мощность свыше 1000 м, в верхах которой обнаружена триасовая флора. Эта последняя в свою очередь находится в таком же взаимоотношении с верхнепермскими угленосными осадками, граница с которыми очень не четкая в связи с тем, что признаки эффузивной деятельности появляются раньше нижнетриасового времени.

На мысе Цветкова (Восточный Таймыр) И. М. Мигаи (1952 г.) в подолениских слоях обнаружил филлоподы, среди которых Е. М. Лютке-

106

вич установил *Estheria gutta* Lutk., *E. af. aequale* Lutk. Эти слои (мощностью 180 м) представлены песчаниками, переслаивающимися с алевролитами и аргиллитами. Песчаники характеризуются полимиктовым составом и обогащены обломками эффузивов. Подстилаются подолениские слои эффузивно-туфитовой толщей (мощностью 285 м), сложенной полимиктовыми и туфогенными песчаниками, переслаивающимися с алевролитами, аргиллитами и радкими покровами лав. В них обнаружены растительные остатки, близкие к пермским, но, по заключению Н. А. Шведова, характеризующиеся присутствием нового рода (*Samaropsis* sp. nov.). Эта же форма присутствует в подолениских слоях. Эффузивно-туфитовая толща ложится на угленосную толщу верхней перми (мощность 350 м), сложенную песчано-глинистыми отложениями, в верхней части которой встречаются туфы. В основании угленосной толщи были обнаружены растительные остатки (*Noeggerothopsis* и др.), по данным Н. А. Шведова, характерные для верхнепермских отложений края. Вещественный состав пород разреза, насколько можно судить по описанию автора, показывает, что граница между эффузивно-туфитовой толщей и подоленискими слоями не четкая. Состав осадочных пород обеих толщ не имеет существенного различия, показывая постепенное обеднение разреза (снизу вверх) переотложенным обломочным эффузивным и пирокластическим материалом. Возраст этих отложений в большей части нижнетриасовый.

На Анабаро-Хатангском междуречье как во время накопления эффузивно-туфитовой толщи (Т. М. Емельянцева и М. К. Калинин относят ее к самым верхам перми), так и отложений нижнего триаса местами устанавливается континентальный режим, что, благодаря размывам, приводит к сильному сокращению мощности эффузивно-туфитовой толщи, а иногда и к полному ее уничтожению. По мнению Т. М. Емельянцева (1955 г.), для нижнекифского времени в описываемом районе характерны наземные условия, о чем свидетельствует наличие брекчий и конгломератов в основании триасовых отложений.

Это время знаменуется образованием маломощных осадков, в которых обломочный материал представлен, главным образом, переотложенным эффузивным и пирокластическим материалом (А. И. Кравцова, 1955 г.). В этих слоях обнаружены *Estheria gutta* Lutk., что дает основание считать их синхронными подолениским слоям.

К востоку и юго-востоку от описываемой территории, в Лено-Оленекском районе, по данным Д. С. Сорокова (1955 г.), наблюдается стратиграфический перерыв между верхней пермью и нижним триасом. Местами подолениские отложения ложатся на различные слои верхней перми. Нижняя часть подолениских слоев (нижняя зона нижнего триаса) имеет очень непостоянную мощность, местами они полностью исчезают (максимальная мощность 120 м). Эта часть слоев образовалась за счет размыва эффузивно-туфитовой свиты, так как содержит окатанные обломки эффузивных пород. Как нам представляется, не исключена возможность, что в них присутствует некоторое количество и непереотложенного пирокластического материала. В этих слоях чередуются пестроокрашенные песчаники, алевролиты и аргиллиты, наблюдаются прослой брекчий и конгломератов, покровы же траппов отсутствуют. В аргиллитах обнаружены эстерны, по данным Е. М. Люткевича, идентичные подолениским слоям мыса Цветкова. Отложения нижней части подолениских слоев перекарываются морскими осадками, охарактеризованными фауной, средней и верхней зон подолениских слоев.

На юго-восточном и восточном Таймыре подолениские слои не имеют столь дробного расчленения, поэтому остается неясным начало времени отложения типично морских осадков. В самых западных районах Таймыра, где, по данным И. М. Мигаи, установлены триасовые осадки

107

(р. Фадью-Куда), они являются уже континентальными образованиями.

Т. Н. Спизарский (1955 г.), разбирая вопрос палеонтологического обоснования возраста туфогенной толщи Тунгусского бассейна, приходит к заключению, что время ее образования относится к нижней части нижнего триаса. Он отмечает, что в низах толщи Г. Г. Моором найдены эстерии тех же видов, которые были встречены в описываемых осадках Усть-Енисейского района и в подоленинских слоях.

Анализируя названные материалы по распространению туфо-лавовой толщи и покрывающих ее подоленинских слоев, залегающих в основании мезозоя к северу от Сибирской платформы, становится ясным, что туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района в значительной мере является синхронной им.

Вместе с тем, отмечается изменение в составе этих отложений при движении с запада на восток. В западной части (Усть-Енисейский Порт — район Таймырского озера) пестроцветная свита первого района и туфо-лавовая второго имеют много общего — та и другая, кроме лав, содержат и туфы. В покрывающих их слоях темноцветной свиты первого района и подоленинских слоев второго — присутствуют лавы, но уже не обнаруживаются типичные туфы, однако широко распространены породы смешанного состава, — с одной стороны, эффузивного и пирокластического происхождения, обычно уже перетолженного, с другой — нормального осадочного. В подоленинских слоях появляются осадки с типичной морской фауной. В восточных районах — на мысе Цветкова и на Хатангско-Лейском междуречье в подоленинских слоях лавы уже не наблюдаются, а породы осадочного происхождения обогащены перетолженным эффузивным материалом. Таким образом, намечается постепенное ослабление вулканической деятельности с запада на восток.

Туфо-лавовая свита и подоленинские слои, обогащенные перетолженным эффузивным материалом, содержат слои осадочных пород, окрашенные в разнообразные цвета. В районе Усть-Енисейского порта в основании туфогенной толщи выделяется пестроцветная свита, выше сменяющаяся темноцветными разностями. На юго-восточном Таймыре нижняя часть подоленинских слоев окрашена в коричневые тона, а верхняя — в зеленые. На мысе Цветкова преобладают серо-зеленые и зеленые цвета, в Лено-Оленском — коричневые, зеленые, пятнистые — пестроцветные. На Сибирской платформе, в северо-западной ее части, эффузивная свита, покрывающая верхнепермские осадки, представлена покровами и потоками лав с подчиненными прослоями туфов и туффитов. Последние окрашены в зеленые, то в красные цвета, но простираются переходящие в туфогенные осадочные породы, кое-где даже содержащие тонкие пропластки угля. Удельный вес туфогенных пород среди эффузивов возрастает в южном направлении. В районе Тунгусской синеклизы в основании вулканогенной толщи лежит туфогенная толща, перекрываемая преимущественно основными эффузивами. В туфогенной толще (коряушанская, туринская свиты) осадочные породы также пестро окрашены (зеленые, желтые, красные и даже малиновые).

Таким образом, мы приходим к заключению, что разнообразие цветов пород и наличие среди них красноцветов есть явление широко распространенное в нижних слоях нижнего триаса, так же как для них характерна связь с вулканогенными образованиями.

В районе г. Тюмена опорная скважина под юрскими отложениями вскрыла толщу, представленную, по данным А. В. Хабакова и Е. З. Бурьяновой (1951 г.), аргиллитами, туфами и покровами лав общей мощностью 527 м. В основании ее залегает мощная интрузия габбро-диабазы, перекрываемая пачкой темноцветных аргиллитов мощностью 26 м. Выше они сменяются красноцветными отложениями мощностью 110 м, представленными многократно чередующимися конгломератами, гравелитами, аргиллитами

и туфами. Покрываются последние вулканогенной свитой, состоящей из покровов лав, туфов с подчиненным количеством аргиллитов, мощностью 245 м. На поверхности вулканогенной свиты развивалась кора выветривания. В породах приведенного разреза встречены очень скудные органические остатки — обломки эстерий, чешуи ганойдных рыб, на основании чего время образования отложений этого, так называемого, доюрского фундамента определяется как верхнепермский или нижнепериасовый.

Описанный разрез Сибирского Приуралья, содержащий вулканогенные образования и красноцветы и являющийся аналогом разреза Усть-Енисейского порта, показывает, что подобного типа образования имеют очень широкое распространение, далеко выходящее за границы Сибирской платформы и прилегающих к ней районов.

СТРОЕНИЕ ТУФОГЕННО-АРГИЛЛИТОВОЙ ТОЛЩИ

Пестроцветная свита (эффузивно-туфо-аргиллитовая)

Залегающая в нижней части туфогенно-аргиллитовой толщи Усть-Енисейского района свита пестроцветных аргиллитов и туфогенных пород представлена аргиллитами, алевролитами, мелкозернистыми песчаниками с примесью туфогенного материала, туффитами, туфами, незначительным количеством эффузивных и интрузивных траппов. Видимая мощность этой свиты достигает 420 м. Аргиллиты, преобладающие в разрезе, содержат рассеянные карбонатные конкреции. Как отмечалось выше, породы ее окрашены в разнообразные цвета, об этом же свидетельствует и само название свиты. Присутствуют голубовато-зеленые, серовато-зеленые, коричнево-серые, серые и серо-черные разности. Преимущественным распространением пользуются серовато-зеленые, красновато-коричневые и серые разности. В верхней части толщи присутствуют слои диабазов, а в нижней встречаются маломощные покровы. Туфы распространены по всему разрезу, в других же осадочных породах почти всегда отмечается то или иное количество пирокластического материала.

Породы свиты залегают в ядре антиклинальной складки и на участках, где были описаны ее разрезы, падают под углами, близкими 20—25°, но в одном из них достигают 60°.

При исследовании пород, содержащих то или иное количество эффузивного материала, автор настоящей статьи убедился в том, что в терминологию, используемую различными исследователями при изучении подобных пород, нет полного единообразия.

В настоящей статье принята классификация мелкообломочных пирокластических осадков, предложенная Е. Т. Шаталовым (1937 г.).

Исходя из состава обломков, Е. Т. Шаталов выделяет туфы (пирокластического материала в породах 75%), туффиты (пирокластического материала от 75% до 25%), и туфогенные породы, близкие к осадочным; содержание пирокластического материала в них незначительно (25—10%).

Песчаники, в которых весь пирокластический материал является перетолженным, целесообразно называть, как это предложено В. П. Батуриным (1930 г.) полимиктовыми, считая, что туф, туффит и туфогенный песчаник показывают наличие вулканической деятельности, одновременной с образованием осадка. Породы с пелловым цементом попадают в группу туфов, а с глинистым, пелитоморфным карбонатным и другим нормальным осадочным цементом — в группу туффитов и туфогенных пород. Исследование показывает, что не всегда легко удается только по шлифу выяснить, каково происхождение хлорита в цементе обломочной породы, являющийся пирокластическим материалом, а также установить, претерпевал ли последний перетолжение или нет. Поэтому в группу туф-

фитов иногда могут попадать обломочные породы, с полностью перестроенным пирокластическим материалом, сцементированным хлоритом нормального осадочного происхождения.

В результате изучения разреза нижней части туфогенно-аргиллитовой толщи пестроцветную свиту, кажется бы характеризующуюся большим разнообразием, удалось расчленить на ряд пачек, что дало возможность выяснить стратиграфию отложений и установить корреляцию различных разрезов, скрывших эти осадки. В общих чертах в них по разрезу выделяется ряд интервалов сходного строения. В основании каждого интервала залегают грубозернистые породы — туфы с примесью осадочного материала, туффит с рассеянными гальками или угловатыми обломками пород, иногда тонкий прослой конгломерата. Названные отложения сверху переходят в алевролиты и аргиллиты. Иными словами, здесь в седиментации намечается некоторая повторяемость — ритмичность, возникающая, вероятно, благодаря колебательным движениям (возможно, толчкам), связанным с эксплозивной деятельностью. Величина ритмов, судя по мощности, которая колеблется в пределах от 33 до 145 м, велика.

Ритмы охватывают большие отрезки по мощности, внутри которых существует более мелкая и более трудно устанавливаемая повторяемость в смысле групп (относительно крупнозернистых более мелкозернистыми осадками), которая, наконец, в пределах ее более мелких единиц может дробиться до микрослоистости. Последняя возникает, по-видимому, благодаря влиянию климата, показывая сезонные колебания в накоплении осадков.

Эти ритмы, снизу вверх по разрезу, имеют следующее содержание: I ритм, мощность — 37 м. Аргиллиты темно-серые, темно-красные и зеленовато-серые, подстилаются темно-красным туфом. Выше лежат аргиллиты красные и зеленовато-серые с редкими прослоями туфогенных алевролитов с известковистым цементом (мощность слоя 65 м). В этом интервале на протяжении 36 м залегают четыре тела порфиритов и диабазов мощностью от 4 до 8 м. Часть этих тел, а может быть и все они являются порфирами.

II ритм, мощность — 36 м. Аргиллиты красные и темно-серые, в нижней части содержащие неравномернозернистый туффит и подстилающиеся туфогенным конгломератом, с неокатанными или полукатанными обломками темно-красных аргиллитов, алевролитов, туффитов и диабазов.

III ритм, мощность — 81 м. Аргиллиты темно-красные и коричнево-красные, серые, почти черные, с тонкими прослоями алевролитов, подстилаемые зеленовато-серым туффитом и туфом с осадочным материалом, обогащенным гальками и угловатыми обломками темно-красных аргиллитов. В черных аргиллитах изредка встречаются обугленные растительные остатки.

IV ритм, нижняя часть, мощность — 23 м. Сложена туфами и туффитами красными, бурыми, реже зелеными, с редкими прослоями аргиллитов. В основании нижней части ритма содержатся угловатые обломки красных аргиллитов. Верхняя часть ритма, мощность 30 м, представлена аргиллитами алевролитными, темно-красными, зеленовато-серыми и серо-черными подостатыми (микрослоистыми) с линзочками и прослойками мелкозернистых зеленовато-серых туффитов и туфогенных алевролитов. В нижней части описываемого интервала встречены обугленные растительные остатки и филлоподы (?).

V ритм, мощность — 28 м. Аргиллиты коричнево-красные, темно-серые и зеленовато-серые с примесью тонкого туфогенного материала. В основании ритма залегают мелкозернистый зеленовато-серый туффит с остатками гальками кварца и угловатыми обломками аргиллита.

VI ритм, мощность — 47 м. Аргиллиты темно-красные и зеленовато-серые с микрослоями туфогенного алевролита и туффита с туфогенным

песчанником и конгломератом в основании ритма. В последнем гальки представлены аргиллитом и песчанником. Редко встречаются филлоподы (?).

VII ритм, мощность — 40 м. Аргиллиты алевролитные, темно-серые и темно-красные, переслаивающиеся с туфогенным алевролитом, туфогенным мелкозернистым песчанником. Ритм начинается туфогенным алевролитом с угловатыми обломками красного и серого аргиллита.

VIII ритм, нижняя часть, мощность — 40 м. Сложена переслаиванием туфогенных песчанников мелкозернистых и неравномернозернистых темно-серых и зеленовато-серых с обломками красных аргиллитов. Песчанники во многих участках имеют известковистый цемент; изредка встречаются тонкие прослойки мергеля. Верхняя часть ритма, мощность которой достигает 78 м, представлена темноцветными аргиллитами — темно-серыми, почти черными, местами зеленовато-серыми, алевролитными с обугленными растительными остатками, филлоподами и ходами червей. В этом интервале обнаружено два тела диабазов.

IX ритм. Сохранившаяся от денудации в одном из разрезов часть его имеет мощность 16 м. Представлена она аргиллитами темно-серыми и серовато-зелеными с тончайшими (микро) слоями, обогащенными туфогенным материалом, переслаивающимися с туфами, которые содержат лавинки мидальскоменного порфирита и диабазы. В аргиллитах найдены филлоподы и растительные остатки.

Нужно отметить, что туфы, туффиты и туфогенные песчанники пестроцветной свиты имеют чаще всего серовато-зеленые или зеленовато-серые и редко красные цвета. Зеленый цвет или оттенок породам придает хлорит, а серый — обломки основных пород, в том числе и стекла. Аргиллиты же характеризуются разнообразными цветами: красным, коричневым, серым и промежуточными цветами и оттенками. Серые и зеленовато-серые аргиллиты обогащены органическим веществом. С уменьшением содержания органического вещества в породах появляются красные цвета (железо, главным образом, в окисной форме).

Для всего описанного разреза пестроцветной свиты характерно почти постоянное присутствие рассеянных карбонатных конкреций очень разнообразной величины и формы. Размер их — от мельчайших (доли сантиметра) до 12 см в поперечнике, но преобладают — от 2 до 5 см. Форма самая разнообразная, чаще всего округлая, напоминающая гальку, но нередко удлиненная, уплощенная, лещинкообразная. Поверхность конкреций гладкая, редко бугорчатая или ямчатая. В составе преобладает кальцит, иногда присутствует примесь доломита, или на поверхности наблюдается оторочка сидерита. Эти конкреции встречаются в аргиллитах, алевролитах, туфогенных породах и даже туффитах.

В верхней части описанного разреза, соответствующей двум последним ритмам (мощность 134 м), отсутствуют породы, окрашенные в разные оттенки красного цвета, и появляется значительное количество обрывков обугленной растительной ткани, филлоподы и тонкие прослои мергеля, что отличает этот интервал разреза от всех ниже лежащих отложений. Перечисленные признаки заставляют считать эти отложения близкими к новым вышележащей темноцветной свиты, от которых они отличаются наличием прослоев туфов, характерных только для пестроцветной свиты. Таким образом, последние два ритма представляют собой часть разреза, по составу пород переходящую от пестроцветной свиты к покрывающей ее темноцветной.

Темноцветная свита (эффузивно-туффито-аргиллитовая)

Темноцветная свита представлена однообразно окрашенными в темно-серые и черные цвета аргиллитами, алевролитами с редкими прослоями мелкозернистых песчанников и туффитов. Среди последних (песчанники, туффиты) нередко наблюдаются зеленовато-серые разности.

Между темноцветной и пестроцветной свитами имеются известные различия, но отмечаются и общие черты.

В пестроцветной свите типичные пирокластические осадки — туфы имеют существенное значение, вместе с тем в песчанниках, алевролитах и аргиллитах постоянным спутником кластического материала служит, вероятно, несколько перебитый, пирокластический. В темноцветной же свите туфы не наблюдаются, а присутствуют единичные редкие прослои туффитов, где пирокластический материал мелкозернист и сильно раздроблен. Все породы темноцветной свиты обогащены мельчайшими обрывками обугленных растительных тканей и линзочками углистого вещества. Последние чаще всего имеют величину не больше 1—3 мм и сложены одним обрывком углелигнированной ткани. Довольно постоянным спутником этих отложений являются филлоподы. В пестроцветной свите присутствуют только отдельные пачки подобных темноцветных пород. Ритмичное строение так характерное для пестроцветных разрезов оно вообще трудно различается, в других очень слабо выражено, в виде редких внутренних размывов.

Мощность темноцветной свиты, по-видимому, превышает 500 м. Она была вскрыта в трех разрезах и в наибольшем из них достигает 350 м.

В одном из разрезов ритмичность вообще не отмечается, а весь разрез представлен следующими отложениями (снизу вверх):

1. Аргиллиты слабо алевритистые темно-серые с большим количеством эстерий	75 м
2. Диабазовый порфирит (покров)	41,6 м
3. Аргиллит темно-серый местами черный, алевритистый, с тонкими прослоями алевролита, в верхней части интервала содержащий прослойки мелкозернистого туффита, мелкозернистого туфогенного песчаника и алевролита с известковистым цементом и, наконец, обильное количество филлопод	76 м
4. Диабазовый порфирит	15 м
5. Аргиллит темно-серый	1,5 м
6. Диабазовый порфирит	2,5 м
7. Алевролит темно-серый, переслаивающийся в тонких слоях с двумя прослоями (1,5—2,0 м) зеленовато-серого туффита	38 м

Выше располагается другой разрез, который по составу пород может быть разделен на три характерных отрезка:

1. Аргиллиты темно-серые, почти черные, обогащенные алевритовым материалом. Это обогащение неравномерное, постепенно возрастающее снизу вверх и у верхней границы приводящее к преобладанию алевритовых прослоев над аргиллитовыми	около 25 м
2. Аргиллиты, переслаивающиеся с алевролитами и мелкозернистыми песчанниками тех же темно-серых или зеленовато-серых цветов, встречается обильное количество филлопод; в основании слоя проходит прослой гравелита (3 см толщиной) с редкими гальками местных осадочных пород	15 м
3. Темно-серые и черные аргиллиты, также подстилаемые очень тонким слоем гравелита с гальками. В этом интервале залегают семь малоощущим интрузивных тел	310 м

Мельчайший обугленный растительный детрит всегда присутствует в породах, тогда как хорошо сохранившиеся и крупные отпечатки растений или их обугленные остатки встречаются очень редко.

Алевролиты и мелкозернистые песчанники свиты, темно-серые с зеленоватым оттенком, переслаиваются со слоями и прослоями темно-серого аргиллита. Алевролиты обычно параллельнослонсты, редко они имеют

характер тонких линзочек, залегающих среди аргиллитов. Толщина последних не превышает 5 мм и изредка расширяется карманами, но чаще сокращается до долей миллиметра. Слоистость отложений косая, типичная для мелких водотоков.

В центральной части пестроцветной свиты алевролиты сцементированы карбонатами, количество которого вверх и вниз по разрезу падает. Как исключение встречаются мелкие линзочки и гнезда пирита.

Породы этой свиты залегают в крыльях антиклинальной складки, которые сильно нарушены, падают под большими углами (40—60°), а в одном участке вблизи сброса приобретают почти вертикальное положение.

Породы темноцветной свиты сильно рассечены зеркалами скольжения и обильными трещинами, выполненными кальцитом, иногда содержащими примазки каолинита и очень редко зерна сидерита. Каолинит (Ng — 1,566, Nr — 1,563, ±0,002), выстилающий стенки трещинок, тонкоочушчат. Вблизи сброса в трещинах появляется и пирит. Сидерит вместе с кальцитом был обнаружен в прослоях аргиллита, залегающего между двумя близко (3 м) расположенными телами трапов.

В тех участках, где обнаруживается на стенках трещинок каолинит в алевролитовых участках по наблюдению в шлифах, местами встречаются в цементе микролинзочки или того же размера неправильные участки, сложенные агрегатами мельчайших лепестков серпичита, иногда образующими очень тонкие слабо различимые оторочки вокруг кварцевых зерен. Некоторые зерна полевых шпатов также замещены серпичитом, а часть глинистого цемента превращена в агрегат серпичита и кварцевых зерен. В большей части шлифа цемент остается нормальным глинистым гидрослюдистым. Породы более плотные — аргиллиты, залегающие между этими мелкозернистыми песчанниками и алевролитами, не обнаруживают никаких изменений. Пользующийся местами серпичит в сильно нарушенных породах, стоящих вертикально, кое-где превращен в брекчию, может характеризовать очень слабо развитую сланцеватость пород, возникшую благодаря интенсивному тектоническому воздействию вблизи плоскости сброса. Вряд ли серпичитизацию можно связывать с незначительным проявлением метасоматического изменения пород под влиянием не совсем холодных циркулировавших растворов, являющихся отголосками контактового влияния какой-то недалеко расположенной интрузии. В самом основании толщ, где угол падения пород небольшой, встречается рассеянные мелкие чешуйки высокоудупреомляющих слюд, большая часть которых несет ярко выраженные черты обложного происхождения. Отчетливая серпичитизация здесь не наблюдается.

Приведенное описание туфогенно-аргиллитовой толщи показывает большое разнообразие слагающих ее пород.

ТИПЫ ПОРОД ТУФОГЕННО-АРГИЛЛИТОВОЙ ТОЛЩИ

Изверженные породы (излившиеся и интрузивные)

В районе распространения туфогенно-аргиллитовой толщи среди карбонатных (преимущественно доломитов) силурийских отложений известны эффузивы, представленные преимущественно черными порфиритами и диабазами. Эти эффузивы были описаны автором ранее (1953 г.); они имеют разнообразный состав — от диабазов до порфиритов (пород среднего состава — палеотипного аналога андезито-дацита). Излияние их следует связывать с каледонским тектономагматическим циклом. В основании силурийских отложений обнаружено несколько пластовых интрузий габбро-диабазы.

Девон, карбон и пермь в этом районе не обнаружены. Взаимотноше-
ние между силтурийскими отложениями и нижнетриасовыми осталось не
выясненным. Силтурийские отложения перекрыты малоомощной лачкой
(3,2 м) эффузивов, возраст которых остался не выясненным. Возможно,
он синхронен времени образования туфленно-аргиллитовой толщи нижне-
го триаса, но, может быть, является и более древним. Представлены
эффузивы вулканическими туфами, переходящими в туфо-лавы и туфо-
аргиллиты с лапиллями основных пород — диабаз, измененного диабаз,
измененного габбро-диабаз, порфировидного диабаз, амфиболита, пер-
идолита, пикрита и очень редких обломков туффита. Часть лапиллей
сильно изменена и состоит преимущественно из идиноксито-хлорито-таль-
ковых агрегатов в псевдоморфозах по первичным темноватым
минералам — оливины и пироксену.



Рис. 1. Габбро-диабаз. Структура
габброидитовая и пойкилофитовая.
Шлиф 1347а, ник. — × 15.

возможно, частично также и ос-
новному стеклу. Встречаются участ-
ки породы, представляющие собой
сильно оруденное вулканическое
стекло с различной степенью про-
зрачности. Туфы относятся к ти-
пу кристаллокластических. Цемен-
том служит хлоритизированное, ме-
стами оруденное, основное вулк-
аническое стекло и карбонат.

Перекрываются эти отложения
мезозойскими (среднеюрскими) осад-
ками. Основная часть нижнего три-
аса в районе распространения сил-
тура денудирована.

В 5,5 км от места выхода
вышеописанных отложений залегает
большая интрузия габбро-диабаз,
видимой мощностью 118 м.

Порода представлена зеленовато-серым оливиновым габбро-диабазом
(рис. 1, обр. № 1347а) пойкилитовой и пойкилофитовой структуры. Сис-
тон она из идиоморфных, изометрических или короткопризматических
зерен, иногда зонального плагиоклаза (№ 50—60), содержание которого
оставляет 50—70%. Ромбические пироксены представлены гиперстеном,
а моноклинные авгитом (15—35%). Последний присутствует в виде ке-
лифитовых островков, более или менее идиоморфных зерен и в виде круп-
ных зерен, а островки содержат большое количество пойкилитовых
зерен изометрических зерен плагиоклаза и оливины. Вторичные изменения
выражены в замещении по краям зерен пироксена тонкой чешуйкой амфи-
бола, редко биотита. Оливины (10—15%) представлены изометричными,
редко округлыми зернами, по сети трещин замещающимися идинокситом,
акротом и биотитом. Встречаются выделения магнетита (0,5—1,0%),
мелькие пластинки и таблитчатый биотит, проросшие к рудным зернам,
присутствующим в виде редкой вкрапленности.

Местами габбро-диабаз бронирован или пересечен трещинками. Вы-
палеными кальцитом, тальком, хлоритом, гидроокислами железа и
цеолитом; местами он сильно изменен и превращен в агрегат вторичных
продуктов (серпент и гидроокислы железа).

Было проведено только два химических анализа габбро-диабаз
(табл. 1). Один из них взят из верхней части интрузии (обр. № 1349),
второй из ее основания (обр. № 1357).

Первый анализ характеризует породу вторично измененную, сильно-

Химический состав габбро-диабаз

Таблица 1

Компоненты	1	2	3	4
SiO ₂	28,66	43,30	48,89	48,50
Al ₂ O ₃	10,91	22,01	15,37	15,75
Fe ₂ O ₃	6,17	5,38	1,90	3,43
FeO	7,68	3,69	10,07	8,88
TiO ₂	0,21	0,43	1,29	1,42
MnO	0,07	0,12	0,16	0,19
MgO	12,29	9,23	6,94	5,62
CaO	16,21	10,41	10,90	10,69
Na ₂ O	0,51	1,66	1,97	2,18
K ₂ O	0,11	0,67	0,63	0,69
P ₂ O ₅	не определено	0,06	0,17	—
CO ₂	11,15	0,44	—	—
Потеря при прокаливании	4,10	2,75	2,08	1,38
Сумма	100,83	100,15	100,39	100,0
—H ₂ O	5,80	2,57	—	1,27

Примечания: 1 Верхняя часть интрузии на 87 м выше ее основания. Обр.
№ 1349.
2 На 16 м выше видимого основания интрузии, Обр № 1357.
3 Среднее из 13 анализов нормальных диабазов по данным В. С. Соболева.
4 Средний состав траппа Тунгусского бассейна по данным А. П. Лебедева.

карбонатизированную, а второй — относительно свежую. На основании
пересчета (по методу А. Н. Заварникова) химического анализа второго
образца получены следующие соотношения числовых характеристик
(табл. 2).

Числовые характеристики габбро-диабаз

Таблица 2

№ анализ	a	b	c	s	f'	m'	c'	p
2	5,1	26,5	13,7	54,7	34,1	65,1	10,8	20,6
3	5,3	29,2	7,8	57,7	39,6	41,0	19,4	84,0
4	3,4	28,2	10,9	57,5	43,2	46,5	10,3	84,0

Анализы показывают, сравнительно со средним составом траппов (по
данным В. С. Соболева и А. П. Лебедева), пониженное содержание крем-
некислоты, преимущественно за счет высокого содержания глинозема, что,
по-видимому, обусловлено ассимиляцией высокоглиноземистых пород и
последующей хлоритизацией габбро-диабаз (табл. 2).

При макроскопическом изучении пород обращает на себя внимание
наличие в габбро-диабазе участков иначе окрашенных, чем общая масса
пород (чаще в красные цвета). Эти участки обычно представляют собой
вторичные образования в виде окислов и гидроокислов железа (рис. 2,
обр. № 1351а), а также цеолитов и хлорита. В меньшей степени эти уча-
стки в центральной части сложены кремнистым веществом и, возможно,
являются ксенолитами боковой породы. Большинство из них Л. Д. Ми-
рошников (1954 г.) считает происшедшими из красных аргиллитов ту-

и миндалевидными диабазами, а интрузивные тела — более полнокристаллическими разностями.

Залегающие в основании толщи пестроцветной свиты четыре тела магматического происхождения, по-видимому, представлены эффузивами. Они имеют мощность 4—9 м и располагаются с интервалами между ними в 2—10 м.

Самое нижнее из этих тел мощностью 8 м представлено диабазовым порфиритом с порфировой структурой (рис. 3, шлиф № 3498). Вкрапленниками в породе являются призматические, редко таблитчатые зерна альбитизированного, иногда кальцитизированного или сосюритизированного плагноклаза, который составляет 5—8% состава породы. Основная масса содержит большое количество хлоритизированных стекловатых участков, занимающих промежутки между микролитами и лейстами основного плагноклаза. По всей породе рассеяны мелкие зерна рудного минерала. Миндалины выполнены хлоритом и кальцитом. Состав породы и его структура дают возможность считать это тело спялывовым покровом.



Рис 3 Диабазовый порфирит Структура порфировая Шлиф № 3498, микр. || × 15.

Всего в толще пестроцветной свиты в общей сложности выделено 17 тел магматического происхождения. Они имеют мощность 4—8 м и располагаются с интервалами между ними в 2—10 м. Самая большая мощность — 8 м, наименьшая — 4 м. Встречаются также тела мощностью 1 м, 2 м, 3 м, 4 м, 5 м, 6 м, 7 м, 8 м, 9 м, 10 м. Встречаются также тела мощностью 1 м, 2 м, 3 м, 4 м, 5 м, 6 м, 7 м, 8 м, 9 м, 10 м. Встречаются также тела мощностью 1 м, 2 м, 3 м, 4 м, 5 м, 6 м, 7 м, 8 м, 9 м, 10 м.

В темноватой свите соотношение в разрезах между количеством магматических пород и метаморфических еще (табл. 3).

Таблица 3

Видная мощность свиты по отдельным разрезам	Процентное содержание гранитов
30	25
100	10
350	10
500	10-5

Тела в этой свите не встречаются. В наиболее полных разрезах количество магматических тел равно или несколько выше, чем в пестроцветной свите. В этой же свите был встречен самый крупный покров, достигающий 42 м мощности.

Распределение магматических тел по разрезам свит неравномерно. Так, в пестроцветной свите они концентрируются в основании видимой части разреза и выше его. В темноватой свите известно семь тел на протяжении 174 м в верхней части разреза, но, по-видимому, они имеются в нижней ее части и, возможно, (небольшое тело), в основании.

Состав этих тел, как показывает микроскопическое исследование, довольно разнообразен. Эффузивы представлены диабазовыми порфиритами

и миндалевидными диабазами, а интрузивные тела — более полнокристаллическими разностями.

Залегающие в основании толщи пестроцветной свиты четыре тела магматического происхождения, по-видимому, представлены эффузивами. Они имеют мощность 4—9 м и располагаются с интервалами между ними в 2—10 м.

Самое нижнее из этих тел мощностью 8 м представлено диабазовым порфиритом с порфировой структурой (рис. 3, шлиф № 3498). Вкрапленниками в породе являются призматические, редко таблитчатые зерна альбитизированного, иногда кальцитизированного или сосюритизированного плагноклаза, который составляет 5—8% состава породы. Основная масса содержит большое количество хлоритизированных стекловатых участков, занимающих промежутки между микролитами и лейстами основного плагноклаза. По всей породе рассеяны мелкие зерна рудного минерала. Миндалины выполнены хлоритом и кальцитом. Состав породы и его структура дают возможность считать это тело спялывовым покровом.

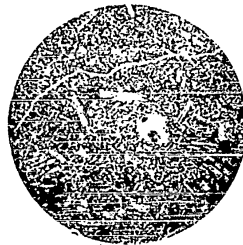


Рис 3 Диабазовый порфирит Структура порфировая Шлиф № 3498, микр. || × 15.

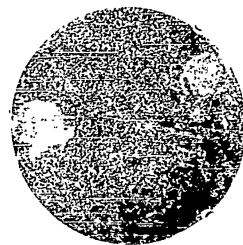


Рис 4 Миндалевидный диабаз Структура офиолитовая Шлиф № 1624, микр. || × 15.

Два других тела мощностью 7 и 4 м, представленные миндалевидным диабазом, сильно вторично изменены (рис. 4). В общей метаморфизованной массе породы наблюдаются идиоморфные зерна плагноклаза ранней генерации (20%), в значительной степени замещенные кальцитом и погруженные в гналоинзитовую массу, состоящую из разложившегося вулканического стекла и альбитом микролитов плагноклаза (поздней генерации). Миндалины выполнены кальцитом и хлоритом. Верхние контакты этих тел не наблюдались и вопрос об их эффузивном или интрузивном характере остается полностью нерешенным, хотя структурные признаки скорее говорят об эффузивном происхождении. Самое верхнее тело мощностью 10 м вообще не изучалось, но, возможно, что оно является также покровом, так как можно предполагать его площадное распространение, во всяком случае на несколько километров, что фиксируется по другому разрезу.

В верхней части пестроцветной свиты залегают два тела, по-видимому, сила по 2 м мощностью, с расстоянием между ними в 8 м. Они представлены мелкозернистыми диабазами с офиолитовой структурой и тоже значительно изменены. В составе тел обнаружены плагноклаз (30—40%), пироксен (30%), хлорит (20—30%). В верхнем силе структура меняется от офиолитовой до гналофитовой. Верхние контакты их также оказались неизвестными, но малая мощность этих тел может скорее подчеркивать их интрузивный характер.

В шифре преобладают агрегаты... (text continues)

В шифре преобладают агрегаты... (text continues)

В шифре преобладают агрегаты... (text continues)

В шифре преобладают агрегаты... (text continues)

агрегатов плагиноклаза и мелких зерен эпидота с извилистыми и зубчатыми ограничениями, образующих тесные скопления. Изредка встречаются более крупные зерна карбонатов и отдельные неправильные зерна сфена тонко агрегатного строения. Наблюдаются включения сравнительно мало измененного аргиллита с алевролитовыми зернами кварца. Местами изверженная порода настолько изменена под влиянием вторичных процессов, что распознаются лишь реликтовые структуры, а порода нацело кальцитизирована.

О характере настоящего магматического тела судить трудно, оно может быть эффузивного порядка (обломки аргиллита в него могли попасть при движении потока). Но не исключена возможность, что это лавовая интрузия. Выше него залегает слой ороговикованных аргиллитов (мощностью 3 м), пересеченный тончайшими трещинками, выполненными сидеритом со слабым налетом каолинита на стенках.

Его покрывает силла диабазом мощностью 2,5 м. В нижней части силла порода макроскопически темно-зеленая и относительно крупнокристаллическая; там же, где она отличается синеватым оттенком, становится более мелкозернистой. Структура породы — офитовая с участками интересной; состав — идиоморфные длиннопризматические кристаллы основного плагиноклаза (лабрадора) — 55%, беспорядочно разбросанные в шлифе. В промежутках между призмами плагиноклаза содержатся ксеноморфные зерна моноклинного пироксена (25—35%) и угловатые неправильные участки стекловатого мезостазиса (5—15%). Плагиноклаз почти совсем свеж, местами слегка пелитизирован и кое-где хлоритизирован. Наряду с более или менее свежими зернами пироксена, замещающимися по краям хлоритовым веществом, встречаются зерна, полностью заполненные вторичными продуктами: биотитом, хлоритом, кальцитом. Ксеноморфные, иногда скелетные, зерна рудного минерала встречаются в пироксене и в стекловатом мезостазисе. Последний интенсивно замещается хлоритом и кальцитом. В центральной части силла порода представлена светло-серым диабазовым порфиритом с макроскопически заметной порфировой структурой, в котором залегает удлиненное (слоеобразное) включение опекившегося аргиллита (ороговикованного). В верхней части (мощность 1 м) диабазовый порфирит темно-серый, почти черный. Под микроскопом устанавливается порфировидная структура со стекловатой структурой основной массы. Вкрапленники представляют собой идиоморфные таблицы и призмы основного плагиноклаза, интенсивно, нередко почти нацело, замещенного кальцитом и пелитовым веществом. Основная стекловатая масса в отдельных участках содержит микролиты и тонкие лейсты основного плагиноклаза (лабрадора). В небольшом количестве в породе содержится тонкорассеянный рудный минерал. Диабаз в верхней части силла (или дайки), по-видимому, имеет несколько апофиз. В нем встречаются включения вишнево-красного аргиллита контакт которого с диабазом описан Н. Т. Меркушевой (1946 г.). В аргиллите близ контакта наблюдается остекловывание. Мелкие кварцевые обломки, характерные для аргиллитов, отсутствуют. По-видимому, они растворились в стекле. В том же шлифе дальше от контакта количество кварца постепенно возрастает. Интрузивная порода в контакте с аргиллитом представлена серыми диабазовыми порфиритами витрофириной структуры. В шлифе под микроскопом видно, что основная масса состоит из раскристаллизованного, разрушенного стекла, слабо действующего на поляризованный свет. В мезостазисе рассеяны удлиненные лейсты и более крупные таблицы плагиноклаза. По мере удаления от линии контакта, количество кристаллов плагиноклаза увеличивается. Наличие измененных пород у верхнего контакта тела и слоеобразных включений аргиллита внутри него дает основание считать доказанное интрузивный характер тела.

В верхней части темноцветной свиты мощностью 175 м было встречено

семь лет извержениях пород мощностью от 2 до 10 м, с интервалами между ними в 10-20 м и в одном случае 35 м. Основная часть этих тел (около 80%) имеют стратические сиденше), вероятно, имеет интрузивное происхождение. Верхние контакты их остались не изученными. Представлены тела диабазовым порфиритами в габбродиабазы и интрузивной структуры.

Приведенное описание магматических пород, залегающих среди туфов и по-архипельской толще, показывает, что большая часть из них должна быть отнесена к интрузивному типу. Возможно, что ряд диабазов и других расположенных мелких интрузивов является аффилированными от одного порфирического массива. Однако это может быть иррационально относительно толщи мелкого интрузива, встречающегося в верхней части туфогенно-архипельской толще. Форма мелкого интрузива габбро-диабазы осталась неизвестной. Единственным известным количеством является тот, который может быть характеризован как эффузивный в направлении которого по размерам, так же как и в случае туфов, вероятно, не имеет никакой закономерности.

Исследование минерального состава описанных магматических пород не извлеклось в очень ограниченном объеме (табл. 5). Был выполнен только один минеральный анализ, а именно полевой шпат диабазового порфирита из диабазовой толщи (обр. № 1327) для выявления интрузивности. Диабазы, описанные в тематическом отчете обр. № 103, другой же в тематическом отчете № 1200.

Аналитический состав диабазов Таблица 4

Компонент	1	2	3	4	5
SiO ₂	49,17	44,28	47,46	48,81	44,51
Al ₂ O ₃	15,98	16,55	14,38	14,27	14,73
Fe ₂ O ₃	3,22	3,35	4,08	4,40	4,43
FeO	11,22	7,39	8,76	11,07	8,88
TiO ₂	2,54	1,48	4,23	3,25	1,41
MnO	0,23	0,06	0,04	0,05	0,19
MgO	3,43	9,42	5,92	4,94	3,21
CaO	1,95	0,81	1,028	0,930	1,040
Na ₂ O	2,83	2,04	1,25	1,87	1,11
K ₂ O	0,57	0,35	0,17	0,43	0,16
P ₂ O ₅	0,35	не опре- длено	не опре- длено	0,17	—
CO ₂	1,30	1,44	1,51	—	—
Вспомог. при пересчете	1,41	3,0	2,90	0,35	1,55
Сумма	100,59	100,95	100,45	100,39	100,50
-H ₂ O	0,41	3,22	0,50	—	1,17

Примечание: 1) Диабазовый порфирит из габбродиабазовой толщи обр. № 1327
 2) Диабаз интрузивный Обр. № 503
 3) Диабаз интрузивный Обр. № 1322
 4) Среднее из 13 анализов полевых шпатов диабазов по данным В. С. Соболева
 5) Средний состав гранита Туфогенно-архипельской толщи по данным А. П. Лебедева

На основании приведенных химических анализов по методу А. Н. Заварицкого получены следующие соотношения основных характеристик пород (табл. 5).

Числовые характеристики диабазов Таблица 5

№ анализа	a	b	c	s	t'	m'	c'	n
1	7,7	25,7	8,2	58,4	59,7	40,2	8,2	11,8
2	5,2	32,8	8,7	53,3	36,5	52,3	11,2	89,0
3	3,3	34,2	5,0	57,5	43,2	31,9	25,4	91,0
4	5,3	29,2	7,8	57,7	39,6	41,0	19,4	84,0
5	3,4	28,2	10,9	57,7	43,2	46,5	10,3	84,0

Образец № 1137 (анализ 1), представлен, по-видимому, сильно карбонатизированным эффузивом, в котором заметно пониженное, в сравнении со средними составами для траппов (по данным В. С. Соболева и А. П. Лебедева), содержание кремниескислоты, вероятно, за счет той же карбонатизации. Несколько более высокое содержание Na₂O находится в связи с более щелочным составом плагноклаза. Следует отметить повышенное содержание TiO₂.

Порода обр. № 103 (анализ 2) отличается большей основностью: низкое содержание SiO₂ и высокое — MgO, при примерно нормальном количестве CaO и оксидов железа.

Другой образец диабазы (№ 1322, анализ 3) характеризуется сильной карбонатизацией, с чем связано понижение содержания кремниескислоты и глинозема, хотя, по существу, первичная порода была, вероятно, более кислая, чем средний состав траппов. Сильно повышено количество оксидов железа и титана.

Все вышеописанные магматические породы относятся к формации северо-бирских траппов. Некоторое различие в их составе, возможно, связано с ассимиляцией боковых пород, дифференциацией (в незначительных пределах) и вторичными процессами (карбонатизации, хлоритизации и т. п.).

Большая часть этих пород характеризуется палеогинным обликом, что является обычным для донных излияний в водном бассейне, а также для мелких интрузивов в толщу осадков, слагающих морское дно. Кайногипный характер имеет габбродиабаз из относительно крупной интрузии лучше сохранившийся, по-видимому, благодаря значительным размерам тела (свыше 127 м).

Интрузивные и эффузивные породы перематы, катаклазированы, что дает нам основание считать, что как излияние лав, так и внедрение сил в основном происходило до складчатости.

Аналогичные основные породы описаны В. Н. Саксом (1951 г.) в районе г. Игарки, однако они все отнесены к нижнему силуру. Возможно, что там имеются и ситурские эффузивы, переставшиеся с карбонатными породами, аналогичными описанным нами (1953 г.), но, возможно, там имеются и более молодые (P-T) диабазовые порфириты и их туфы.

Пирокластические и туфогенно-терригенные породы

Пестроцветная свита характеризуется наличием в ее составе большого количества пирокластического материала, осаждавшегося в водном бассейне, о чем свидетельствует постоянная примесь нормальных осадков. Исследование показывает, что в период накопления ее периодически происходило размывание и переотложение отложений, возможно, под влиянием колебательных движений небольшой амплитуды, или землетрясений, что приводило к смешению материала различного происхождения.

Сравнительно однородные туфы, в которых пирокластического материала свыше 75%, не имеют широкого распространения. Удельный вес их в разрезе составляет около 8%.

Гораздо чаще в разрезе пирокластический материал входит в состав туфитов, туфогенных песчаников, алевролитов и, даже, аргиллитов.

Отдельные слои туфов маломощны. Максимальная мощность пластов была установлена в 6—8 м, чаще она колеблется от 2 до 3 м. Обычно мощность их значительно меньше, вплоть до тонких прослоечек в несколько сантиметров, а в некоторых случаях до долей сантиметров.

Туфы обладают значительным разнообразием структуры, находящейся в зависимости от состава слагающих их обломков. Были встречены следующие различия структур: витрокластическая, витролитокластическая,



Рис. 5 Туф. Структура витрокластическая, структура связывающей массы пепловая. Шлиф 1313а, ник. ||, $\times 40$.



Рис. 6 Туф. Структура витролитокластическая псаммитовая. Шлиф 279, ник. ||, $\times 15$.

кристалловитрокластическая, кристалловитролитокластическая и кристаллолитокластическая, но преобладают туфы витрокластической структуры, реже кристаллолитокластической (рис. 5, 6).

Обычно туфы мелкозернисты, лапилли в них не превышают 2 см в диаметре. По величине обломков различаются структура псефдо-псаммитовая, псаммитовая, алевро-псаммитовая, с зернами разной величины. Форма обломков очень разнообразная — от угловатой до округлой. Лапилли сложены, главным образом, вулканическим стеклом или несколько раскристаллизованной породой с гнаупилитовой или микролитовой структурой. Стекловатая масса их иногда превращается в палагонит. Встречается почти не просвечивающее оруделное стекло, в котором кое-где видны следы раскристаллизации. Стекло то свежее, то интенсивно изменено, превращено в хлорит, реже темно-зеленый биотит, внутри которых встречаются участки свежего стекла, скелетные формы магнетита, ильменита и комковатые бесформенные образования лейкоксена, заместившего рудный минерал. Лапилли (стекловатые и раскристаллизованные) обычно крупные обломки минералов.

Обломочные минералы представлены кислым и средним плагиоклазом, интенсивно замещающимся соссоритом, эпидотом, но чаще по плагиоклазу развивается хлорит, реже кальцит.

По цветным минералам (оливиному и пироксену) развивается хлорит, притом первоначальные минералы бывают настолько изменены, что они трудно распознаются. Кварц присутствует в угловатых обломках, редко округленных, иногда встречается регенерированная поверхность кварцевых зерен. Редки обломки апатита, ширкона, эпидота, микропегматита. Большая часть лапиллел сложена разложившим вулканическим стеклом,

122

в обломках же кристаллов преобладает плагиоклаз. Как обломки аргиллита, алевролита, так и карбонатных пород (конкреций?) присутствуют в разностях, переходных к туфитам.

Связывающей массой туфов служит сильно измененный пепел, замещенный зеленым или бесцветным хлоритом и карбонатом, в котором кое-где сохранились реликты свежего стекла с комковатыми образованиями лейкоксена. Изредка цементом служит криптокристаллическая кремнистая масса с серицитом, хлоритом и обломками свежего стекла. Кварцевый цемент так же, как и цеолитовый, встречается еще реже. В розовых туфах, встречающихся в пестроцветной свите, цемент замещен цеолитом ($N_g' = 1,506 \pm 0,002$, $N_p' = 1515 \pm 0,002$), минерал двусосный, положительный, угол между оптическими осями небольшой. Количество связывающей массы колеблется в широких пределах от 10 до 30%.

Было выполнено только три химических анализа туфов, которые показывают их тесную связь с траппами. Отклонения объясняются далеко зашедшими процессами изменения пород, главным образом, хлоритизацией и карбонатизацией цементирующей массы и в меньшей степени примесью обломочных зерен (табл. 6).

Химический состав туфов

Таблица 6

Оксиды	1	2	3
SiO ₂	47,04	51,44	35,15
Al ₂ O ₃	14,48	19,66	20,58
Fe ₂ O ₃	4,68	6,28	2,70
FeO	15,48	5,73	5,48
TiO ₂	1,66	1,09	1,33
MnO	0,27	0,14	0,32
MgO	4,41	4,32	2,40
CaO	2,23	2,53	14,35
Na ₂ O	0,43	0,76	0,68
K ₂ O	0,45	3,23	3,22
P ₂ O ₅	0,06	0,23	0,12
CO ₂	1,53	0,40	10,38
SO ₂	нет	нет	—
Потери при прокаливании	7,17	4,38	4,01
Сумма	99,89	100,19	100,67
—H ₂ O	1,22	1,24	2,13
	1,7	0,5	23,6

Примечания 1 Обр. № 1164 — туф витролитокристаллокластической структуры

2 Обр. № 1261 — туф витролитокластической структуры

3 Обр. № 1305 — туф кристаллолитокластической структуры

Химический анализ обр. № 1305 (анализ 3, табл. 6) показывает значительное количество карбоната, большая часть которого представлена кальцитом. Если все количество углекислоты считать связанным с окисью кальция, то в этом случае карбонат составляет 23,6% и остается не связанным только 1,1% CaO. Шлиф показывает полное замещение кальцитом цемента и некоторых обломочных зерен, особенно полевых шпатов, другая часть последних замещается хлоритом, соссоритом и серицитом, чем

123

Содержание: 1. Описание месторождения. 2. Геологическое строение. 3. Литология. 4. Тектоника. 5. Минералогия. 6. Геохимия. 7. Заключение.

№ п/п	Наименование	Содержание, %
1	Кварц	15
2	Слюда	10
3	Сера	5
4	Железо	3
5	Медь	2
6	Цинк	1
7	Свинец	1
8	Вольфрам	1
9	Молибден	1
10	Никель	1
11	Кобальт	1
12	Мanganese	1
13	Барит	1
14	Апатит	1
15	Слюда	1
16	Слюда	1
17	Слюда	1
18	Слюда	1
19	Слюда	1
20	Слюда	1

В породах темноцветной свиты как пирокластический, так и осадочный обломочный материалы очень сильно разложены. Многие обломки стекла уже превращены в глинистые минералы. Цемент служит карбонат, глинистое, хлоритово-глинистое, реже криптористаллическое кварцево-хлоритовое вещество. Нередко карбонат является вторичным, замещает цемент и обломочные зерна (цемент замещения). В этих случаях он является коррозионным. Распространены регенерационные каемки на поверхности кварцевых зерен. В некоторых туффитах хлорит образует тонкие оторочки вокруг зерен, а затем выполняет все промежутки между ними, являясь кристаллизационным цементом и поровым, иногда он приобретает тип базального. В редких случаях последний бывает оруденелым.

Туффиты встречаются конгломератовидные с гальками и лапиллями до 2—4 см, но преобладают песфо-псаммитовые и алевро-псаммитовые. Мелкозернистые, реже среднезернистые туффиты характеризуются хорошей сортировкой. Гистограммы и кумулятивные кривые обр. № 123 и 349 показывают сравнительно хорошую сортировку мелкозернистых туффитов (рис. 8), зерна с величиной 0,07—0,15 мм составляют 65—72%.

Гистограмма и кумулятивная кривая (рис. 9) обр. № 346 туфогенного, среднезернистого песчаника (рис. 10) показывает также сравнительно хорошую отсортированность породы, с преобладающей величиной зерен 0,1—0,3 мм (70%), а обр. № 118 более мелкозернистую песчано-алевролитовую породу, где фракция 0,2—0,1 мм достигает 63%.

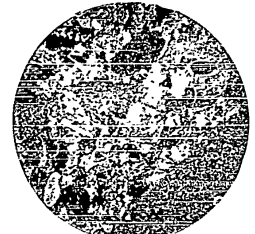


Рис. 7. Туффит. Структура песфо-псаммитовая. Шлиф 1277, вид II, X 27

При сравнении этих двух типов гистограмм обращает на себя внимание более однообразный и более тонкий состав туффитов, в сравнении с песчаниками, что можно считать характерным как для перенесенного на значительное расстояние попла, так и для перетолженного. Однако в других туффитах и особенно туфах, переславившихся с мелкозернистыми разностями, присутствуют более крупные обломки, что говорит и о более близком расположении очагов извержения.

Выше мы уже отмечали, что туфы присутствуют только в пестроцветной свите, а в темноцветной — преобладают нормально осадочные породы, к которым призмешивается значительное количество туфогенного материала, но встречаются редкие покровы лав; возможно, что тонкий пирокластический материал попадал из далеких очагов извержения. Но, скорее всего, он в большей части является перетолженным, и породы эти не столь туфогенные, сколько полимиктовые.

Туффиты песфитовой структуры сложены обломками эффузивных пород (лапиллы, гальки туфов, диабазов), количество которых варьирует, но в некоторых случаях достигает 60%, гальками кремнисто-глинистых пород (10—15%), хлорито-серпичитового сланца, аргиллитов (до 10%) и карбонатных пород (10%).

Алютиновый материал пород песфо-псаммитовой структуры представлен обломками эффузивов (34—45%), часто нацело хлоритизированных, кремнистых, кремнисто-слюдистых и хлорито-серпичитовых сланцев (?). Постоянно присутствуют в небольшом количестве обломки микропегматита (иногда содержание его достигает 15%), обломки глинистых пород, в том числе красных и серых аргиллитов, песчаников и карбонатных пород (3—10%). Нередко карбонатные гальки обогащены гидроксилами

и объясняется низкое содержание Na_2O и не связанного в карбонате CaO . Присутствие K_2O и повышенное содержание Al_2O_3 может объясняться наличием калиевых полевых шпатов, серицитизацией и присутствием обломков глинистых пород нормального осадочного происхождения. Значительная величина Fe_2O_3 также находится в зависимости от вторичных процессов.

Пересчет химических анализов туфов по методу А. Н. Заварицкого показывает породы нормального ряда, в двух случаях (обр. № 1184, 1261) пересыщенные глиноземом и кремникойслотой, а в третьем (обр. № 1305) недонасыщенной кремникойслотой. Повышенное содержание в туфах кремникойслоты вообще наблюдается нередко (табл. 7).

Таблица 7

Сравнительная таблица числовых характеристик туфов, эффузива и интрузива

	Обр. № 1184 туф	Обр. № 1261 туф	Обр. № 1305 туф	Обр. № 1137 диабазовый порфирит (табл. 3)	Обр. № 1357 габродиабаз (табл. 1)
a	1,52	6,83	7,85	7,82	5,11
b	34,22	26,62	24,35	25,62	26,61
c	2,96	3,27	14,09	8,20	13,7
S	61,14	63,27	53,70	59,0	54,68
Q	16,44	9,62	-22,38	-6,48	-14,66

А. П. Герасимов (1920 г.), анализируя пеплы Апшеронского полуострова, отмечает, что стекло пеплов более кислое, чем соответствующая магма, что объясняется отсеванием более тяжелых минералов во время переноса пепла воздушными течениями. К другому заключению приходит П. П. Авдусин (1935 г.), изучавший пирокластические осадки Азербайджана. Он устанавливает, что, несмотря на значительные излияния средних и основных лав, рыхлые продукты извержения (пеплы) представлены, как показали несчеты химических анализов, исключительно кислыми продуктами магматической дифференциации. Он считает, что кислые вязкие продукты дифференциации этих же очагов проходят фазу извержения более бурно, со взрывами.

Пересчет химических анализов двух образцов туфов (анализ 1 и 2, табл. 7) пестроцветной свиты, относительно мало затронутых вторичными процессами, показывает сильное пересыщение глиноземом. Туфы можно считать либо, по аналогии с выводами П. П. Авдусина, связанными с более кислыми продуктами магматической дифференциации, либо нужно допустить принесь в них значительного количества осадочного материала. По имеющимся у нас данным этот вопрос решить не удается, так как некоторое количество обломков кварца в туфах неместа, но какого происхождения каждое его зерно — установить невозможно.

В темноцветной свите туфы не встречаются, но так же, как и в пестроцветной, встречаются туффиты. К последним мы относим породы, в которых к лапиллям и пеплу примешивается большое количество (25—75%) осадочного материала, как обломочного, так и связывающего (рис. 7).

По характеру выполнения пространства между зернами цемент туффитов является базальным (40—50%), поровым (12—0%). Представлен он карбонатным, карбонатно-глинистым веществом, иногда содержащим мелкие чечевичкоподобные зерна сидерита или окислы железа, хлоритом с карбонатом, кварцем с гидроокислами железа, глинистым и хлоритоглинистым материалом. Туффиты пестроцветной свиты характеризуются относительно хорошей сохранностью эффузивного материала и цементирующей массы, сложенной главным образом кальцитом и кварцево-хлоритом

говым веществом. В породах темноцветной свиты как пирокластический, так и осадочный обломочный материал очень сильно разложены. Многие обломки стекла уже превращены в глинистые минералы. Цементом служат карбонат, глинистое, хлоритово-глинистое, реже критокристаллическое кварцево-хлоритовое вещество. Нередко карбонат является вторичным, замещает цемент и обломочные зерна (цемент замещается). В этих случаях он является коррозионным. Распространены регенерационные каемки на поверхности кварцевых зерен. В некоторых туффитах хлорит образует тонкие оторочки вокруг зерен, а затем выполняет все промежутки между ними, являясь крутификационным цементом и поровым, иногда он приобретает тип базального. В редких случаях последний бывает оруденелым.

Туффиты встречаются конгломератовидные с гальками и лапиллями до 2—4 см, но преобладают псефо-псаммитовые и алевро-псаммитовые.

Мелкозернистые, реже среднезернистые туффиты характеризуются хорошей сортировкой. Гистограммы и кумулятивные кривые обр. № 123 и 349 показывают сравнительно хорошую сортировку мелкозернистых туффитов (рис. 8), зерна с величиной 0,07—0,15 мм составляют 65—72%.

Гистограмма и кумулятивная кривая (рис. 9) обр. № 346 туфогенного, среднезернистого песчаника (рис. 10) показывает также сравнительно хорошую отсортированность пород, с преобладающей величиной зерен 0,1—0,3 мм (70%), а обр. № 118 более мелкозернистую песчано-алевритовую породу, где фракция 0,2—0,1 мм достигает 63%.

При сравнении этих двух типов гистограмм обращает на себя внимание более однообразный и более тонкий состав туффитов, в сравнении с песчаниками, что можно считать характерным как для перенесенного на значительное расстояние пепла, так и для перетолженного. Однако в других туффитах и особенно туфах, переслаивающихся с мелкозернистыми разностями, присутствуют более крупные обломки, что говорит и о более близком расположении очагов извержения.

Выше мы уже отмечали, что туфы присутствуют только в пестроцветной свите, а в темноцветной — преобладают нормально осадочные породы, к которым примешивается значительное количество туфогенного материала, но встречаются редкие покровы лав; возможно, что тонкий пирокластический материал попадал из далеких очагов извержения. Но, скорее всего, он в большей части является перетолженным, и породы эти не столь туфогенные, сколько полиминтовые.

Туффиты псефитовой структуры сложены обломками эффузивных пород (лапилли, гальки туфов, диабазов), количество которых варьирует, но в некоторых случаях достигает 60%, гальками кремнисто-глинистых пород (10—15%), хлорито-серпичитового сланца, аргиллитов (до 10%) и карбонатных пород (10%).

Аллотигенный материал пород псефо-псаммитовой структуры представлен обломками эффузивов (34—45%), часто нацело хлоритизированных, кремнистых, кремнисто-слюдистых и хлорито-серпичитовых сланцев (?). Постоянно присутствуют в небольшом количестве обломки микропеллатита (иногда содержание его достигает 15%), обломки глинистых пород, в том числе красных и серых аргиллитов, песчанков и карбонатных пород (3—10%). Нередко карбонатные гальки обогащены гидроокислами



Рис. 7. Туффит Структура псефо-псаммитовая Шифр 1277, ник II, X 27

железа и терригенным материалом — кварцем, хлоритом, зернами эффузивов. вполне вероятно, что большая часть этих карбонатных «галек» по существу имеет не обломочное происхождение, а конкреционное, что характерно для всего разреза туфогенно-аргиллитовой толщи. Обломочные минералы представлены кварцем (20—30%), псевдоморфозами хлорита и иллингита по темноцветным минералам, карбонат-хлоритовыми псевдоморфозами. Встречаются биотит, мусковит, калиевые полевые шпаты (до 5—9%) и полностью серицитизированные и хлоритизированные зерна. В единичных зернах присутствуют сфен, эпидот, апатит, турмалин. Боль-

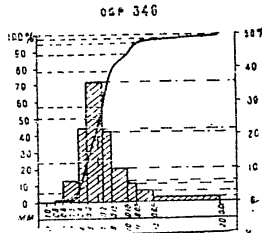
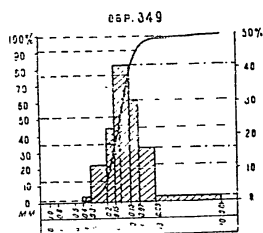
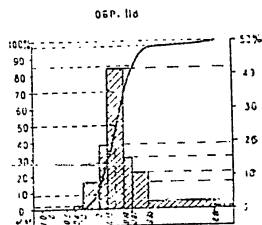
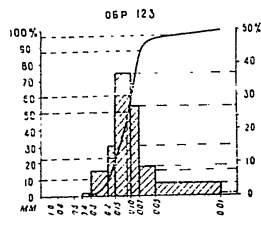


Рис 8 Градулометрический состав мелкозернистых туфитов

Рис 9 Градулометрический состав туфогенных песчанников

шая часть минералов сильно разложена. Листочки слюд разбухли и расщепляются на параллельные волокна, чешуйки изогнуты. Полевые шпаты сильно, иногда почти полностью, замещены карбонатом, хлоритом, отчасти серицитом, серицитом, эпидотом. Зерна кварца нередко трещиноваты, что обычно считается присущим эффузивным породам. Встречаются мозаичный кварц и редкие обломки кварцита.

В мелкозернистых туфитах, близких к алевролитам, преобладают обломки сильно разложившихся эффузивов, превращенных в глинистое вещество. Много кварца, который иногда имеет форму тонких удлиненных осколков, встречаются зерна с регенерированной поверхностью с призматическими и пирамидальными ограничениями. Есть кварц агрегатного строения, сростки кварца со сфеном, рутилом, с эпидотом. Встречаются мелкие очень удлиненные пластинки полевых шпатов.

Полевые шпаты сильно изменены, иногда полностью замещены серицитом и карбонатом, иногда только частично. Присутствует значительное

количество рудных зерен, в том числе и лейкоксен, который местами преобладает.

Среди мелкозернистых туфитов встречаются довольно хорошо отсортированные разности, образование которых происходило при разрушении и перестроении туфов и эффузивов. Количество обломочного пирокластического и эффузивного материала остается большим, но по условиям образования они, по существу, являются нормальными песчанками полимиктового состава. Однако эти породы часто практически не отличимы от мелкозернистых туфитов, сложенных пирокластическим материалом, непосредственно осевшим из воздушной среды. Это обстоятельство заставляет относить отложения с большим количеством обломков стекловатых пород и диабазов различной степени кристаллизации, а также обломочных минералов, связанных с этими эффузивами, к туфитам, не проводя в ряде случаев резкой грани между последними и туфогенными песчанками.

Для изучения аксессуарных минералов из пород нормальноосадочного происхождения (или содержащих небольшую примесь пирокластического материала) выделялись «тяжелые» минералы с удельным весом более 2,9. Предварительно породы дробились до величины зерна 0,05 мм. Оказалось, что породы пестроцветной свиты (табл. 8) обладают большим количеством тяжелых минералов, содержание которых в пяти случаях колеблется от 1,9 до 15,0% и только в одном спускается до 0,4% (этот последний образец относится к верхней части

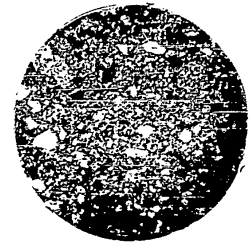


Рис 10. Туфогенный глинистый песчанник Шлиф 290, ник |, x 40

толщи), а в темноцветной от 0,03 до 0,2% — в пяти случаях и в двух достигает 1,5 и 2,2%. В вышележащих осадках мезозоя, при условии отсутствия аутигенных тяжелых минералов (сидерит, пирит и др.), количество тяжелых минералов значительно меньше, чем в пестроцветной толще.

Породы пестроцветной толщи, кроме высокого содержания тяжелой фракции, характеризуются однообразным составом аксессуарных минералов, представленных в четырех случаях на 90—98% рудными зернами. В ничтожном количестве присутствуют гранат, циркон, шпинель, апатит, турмалин, амфибол, пироксен, сфен, рутил. В несколько повышенном количестве (2—4,3%) наблюдаются минералы группы эпидота. Только в одном образце (из верхней части разреза), где ничтожна величина тяжелой фракции, рудные составляют 48%, остальной же состав фракции близок к таковому темноцветной толще (гранат — 6,8%, циркон — 28,3%, шпинель — 1,8%, апатит — 5,1%, турмалин — 0,4%, амфибол — 0,9%, сфен — 1,6%, рутил — 1,1%, титанистые непрозрачные — 5,2%).

В темноцветной толще тяжелые минералы представлены разнообразным комплексом. Пироксены, иногда отсутствующие, достигают 0,6—10,4%; также ведет себя амфибол 0,2—3,1%; другие минералы встречаются в следующих количествах: циркон 15—20,5%, гранат 0—3,2%, апатит 0,2—19,9%, турмалин 0—2%, эпидот 0—5,6%. Количество рудных минералов только в одном случае из семи достигает 97,3%, в остальных колеблется от 33,6 до 85,6%.

Слюды и хлорит не учитывались, так как они присутствуют в больших количествах, а их наличие в тяжелой фракции находится в зависимости от интенсивности отмывания легкой фракции перед выделением тяжелых минералов.

Таблица 8
Состав аксессуарных минералов алевролитов и мелкозернистых песчаников

Свита	№ образца	Выход фракции (в %)	Гранат	Циркон	Шпинель	Апатит	Турмалин	Эпидот и попит	Пироксен	Амфиболы	Сфен	Рутин	Анастаз	Брукинт	Титанистые непрозрачные минералы	Черные рудные	Вангитовые рудные (и халкопсит)	Пироксенитовые (и халкопсит)	Слюда	Слюда	Слюда рудных	Аутигенные минералы				
																						Силерит	Пирит	Другие карбонаты		
Темноцветная	122	0,20	—	9,6	2,0	19,9	2,1	0,8	1,6	—	2,7	2,1	—	—	25,5	5,6	28,0	—	99,9	33,6	0,1	—	—	—		
	128	0,03	3,2	5,1	—	4,3	—	—	—	—	—	—	—	—	77,3	—	—	—	100	77,3	—	—	—	0,9		
	131	0,04	—	13,1	2,2	17,5	1,5	1,8	0,9	—	0,9	1,8	0,1	—	21,8	5,4	33,0	—	100	38,4	—	—	—	—	—	
	121	0,3	0,3	5,2	0,1	6,9	0,1	—	—	—	0,7	0,1	—	—	1,0	1,9	83,7	—	100	85,6	—	—	—	—	—	
	123	1,5	—	1,5	2	0,2	0,3	—	0,1	0,3	0,2	—	—	—	—	—	97,3	—	99,9	97,3	1,0	—	—	—	—	
	136	2,2	0,6	2,4	0,4	8,8	0,7	5,6	10,4	3,1	1,6	0,9	—	—	5,4	10,9	49,2	—	100	60,1	3,4	—	—	—	—	—
	160	0,1	0,6	20,5	0,6	10,5	0,6	0,6	0,6	0,2	1,1	4,6	0,5	0,2	13,9	1,9	43,5	—	99,9	45,4	—	—	—	—	—	—
	Пестроцветная	287	0,4	6,8	28,3	1,8	5,1	0,4	—	—	0,9	1,6	1,1	—	—	5,2	12,2	36,6	—	100	48,8	1,7	—	—	—	—
		304	1,9	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	0,2	97,0	—	—	100	97,0	—	—	—	—	—
		337	2,9	0,8	0,7	1,0	0,3	—	4,3	—	—	1,6	1,0	—	—	1,0	59,5	—	30,1	100	89,9	2,1	—	—	—	—
349		5,9	0,3	0,1	—	—	—	—	0,3	—	0,2	—	—	—	0,3	28,3	—	70,5	100	98,8	0,5	—	—	—	—	
173		15,0	—	—	—	0,1	0,3	—	—	—	—	—	—	—	—	76,8	—	20,2	100	97,0	—	—	—	—	—	

Сравнение состава аксессуарных минералов темноцветной и пестроцветной свит показывает более однообразный состав и обилие рудных минералов среди обломочного материала последней, что, по-видимому, зависит от преобладания здесь пирокластических обломков стекловатого строения. Рудные зерна, вероятно, того же происхождения. Часть рудных зерен по существу является в той или иной степени оруденельным стеклом. Меньшее количество тяжелой фракции и ее более разнообразный состав в темноцветной свите связано, по-видимому, с возникновением других источников питания.

Легкая фракция дробленых пород не изучалась, так как в нее попадали обломки цементирующего материала. Состав «легких» минералов, представленных минералами и обломками пород, подсчитывался в шлифах. Установлено, что в песчанниках пестроцветной свиты кварц содержится в количествах 20—58%, халцедон — 0—10%, полевые шпаты — 8—23%, кремнистые агрегаты — 0,8%, хлорит — 0—12%, обломки глинистых пород — 0—12%, эффузивных пород — 6—23%, микропегматита — 0—20%.

В темноцветной толще кварц содержится в количестве 30—50%, халцедон — 0—1,6%, полевые шпаты — 15—17%, обломки глинистых пород — 0—17%, эффузивные породы — 4—10% (а в туфритах 30—60%), хлорит — 8—30%, слюды от 0,3—1,6%. Встречаются сростки кварца с эпидотом, кварца со сфеном, кварца с серпичитом и серпичитизированные кремнистые агрегаты. Минералогический состав этих пород находится в сильной зависимости от их гранулометрического состава. В более мелкозернистых песчанниках резко увеличивается содержание слюды и хлоритов. Были наблюдаемы глинистые алевролиты, где бесцветная слюда, хлорит и кварц преобладают над всеми минералами. В песчанниках кварц имеет преимущественно угловатую форму, но имеется и окатанный. Нередко встречаются угловатые зерна, окруженные «регенерированной» каемкой и затем уже округленные, что говорит о том, что в составе материнских пород были и кварцевые песчанники с кварцевым регенерированным цементом. В алевролитах встречаются зерна кварца, имеющие форму очень удлиненных осколков. Окатанные обломки эффузивов и халцедона сравнительно редки. В осадках темноцветной свиты встречаются настолько разложившиеся зерна эффузивов, что их контуры сливаются с глинистым цементом. Плагноклазы были установлены как средние, так и кислые. Цементом пород служит глинистое вещество с примесью хлорита и карбонат, редко встречается кварцевый «регенерационный» цемент. По характеру выполнения порового пространства он является то базальным, то поровым, то цементом соприкосновения. Иногда цемент (кальцитный) приобретает характер коррозионного.

Постоянным спутником пород темноцветной свиты служат мельчайшие обрывки обугленного растительного детрита. В пестроцветной свите они не всегда присутствуют и обогащают только темно-серые разности пород. Эти растительные остатки в большей части очень мелкие — величиной в доли миллиметра. Очень редко в них можно видеть следы клеточного строения. Крупные обугленные остатки растений — стволы и листья наблюдаются нечасто.

В средней части разреза темноцветной свиты в мелкозернистых песчанниках и алевролитах появляются раздробленные зерна полевых шпатов, микрообломков угля. Подобного рода обломки наблюдаются вблизи крупного сброса. Здесь породы приобретают сланцеватость, что выражается в появлении линзочек серпичита, тончайших оторочек его и титанистого минерала, вокруг обломочных зерен, в образовании местами кварцевого цемента и налета каолинита на стенках трещинок, секущих породы.

Аргиллиты и их вещественный состав

В описываемой толще аргиллиты составляют большую часть разреза и их удельный вес как в пестроцветной, так и темноцветной свитах в среднем составляет 75%.

Аргиллиты очень плотные. Самой большой твердостью обладают серые и темно-серые разности; красные — несколько мягче, но наиболее мягкими из них являются зеленые аргиллиты. По наблюдениям А. В. Марамина значительное количество только высушенных из горной выработки, еще влажных образцов зеленых аргиллитов, будучи залиты водой при комнатной температуре, в течение суток размокали и расплывались. Напротив, образцы той же породы, предварительно высушенные, теряли способность размокать. Свежие образцы красных аргиллитов после длительного пребывания в воде иногда приобретали несколько более сглаженные углы. Серые и темно-серые разности при тех же условиях совершенно не изменялись и не обнаруживали никаких признаков размокания.

Наблюдения автора настоящей статьи показали, что высушенные образцы всех типов аргиллитов, пролежавшие свыше пяти лет, раздробленные на кусочки величиной 1—2 мм, в воде не размокают, кислоты на них не действуют. Растертые же в порошок они быстро набухают, увеличиваются в объеме, в слабом растворе дают долго неоседающую суспензию, пылинками, ведут себя как коллоиды. Сравнительно быстро оседает суспензия из образцов темно-серых аргиллитов, взятых вблизи сброса, где наблюдается некоторая сланцеватость пород. Таким образом, глинистые породы туфогенно-аргиллитовой толщи несомненно являются твердыми породами — аргиллитами и лишь отдельные разности зеленых пород по некоторым свойствам (размокание в свежем виде) близки к уплотненным глинам (по данным М. Ф. Вилкуловой).

Наблюдения под микроскопом показывают, однако, что гелевидная структура не характерна для этих пород. Она обнаруживается только изредка и притом в очень мелких линзочках аргиллитов темноцветной толщи и очень редко — пестроцветной. Обычно аргиллиты имеют микрослоистую текстуру и алевро-пелитовую или фито-алевропелитовую структуру, а в отдельных линзочках или прослоях — пелитовую (илую). Глинистое вещество на безалевритовых или малоалевритовых участках обладает ориентированным, параллельно-чешуйчатым погасанием, характерным для большинства глинистых пород. В пестроцветных осадках параллельная ориентировка наблюдается значительно реже. Нередко в шлифах аргиллиты плохо просвечивают, так как пропитаны органическим веществом или рассеянными гидроокислами железа. Даже макроскопические наблюдения показывают, что однородные разности для этих осадков мало характерны. Чаще всего они содержат микролинзочки и микропрослойки и гнезда алевроитового кластического материала, обрывки обугленного растительного детрита и тончайшие прослойки и линзочки алевролитов, сцементированных карбонатом. Обугленные растительные ткани обычно очень мелко раздроблены, вплоть до обломков величиной 0,05 мм; более же крупные линзовидные кусочки достигают 0,5 мм, причем иногда в них сохраняются следы клеточного строения.

Чередование микропрослоек алевроитового и глинистого материала нередко придает породам микрослоистое строение, с толщиной слоев в 1—1,5 мм (рис. 11). При переслаивании аргиллитов с алевролитами и мелкозернистыми песчаниками наблюдается косая слоистость, выражающаяся в падении тонких, нередко микропрослоек, под углом 2—25°. Более темные аргиллитовые слои, залегающие горизонтально или слабо наклонно, разделяют пакки более светлоокрашенных и круто наклоненных слоев алевролитов и мелкозернистых песчаников. В других случаях наблюдаются только слои, наклоненные в одну сторону, но под разными углами, сложенные тончайшими, нередко микропрослойками аргиллитов,

чередующегося с алевролитом (рис. 12). В целом косая слоистость характеризует мелкие потоки со слабой живой силой. Периодически появляющиеся единичные гальки или обогащенные ими прослойки отмечают более интенсивное движение потоков.

Аргиллиты окрашены в разнообразные цвета. Темно-серая до черной окраска зависит от наличия мельчайших обрывков обугленного растительного детрита. При избыточном количестве хлорита эти темные разности приобретают зеленоватый оттенок. Только эти типы аргиллитов принимают участие в сложении темноцветной свиты. Был встречен всего один малоомощный прослой красного аргиллита, залегающего в контакте с диабазами, где его окраска связана с метаморфизмом.

Пестроцветная свита приобрела свое название благодаря разнообразной окраске пород, главным образом, аргиллитов. Кроме серых, серовато-зеленых цветов, здесь наблюдаются коричневые, красные, бурые, зеленые, серовато-зеленые, оливковые. Красный, коричневый, бурый цвет пород обусловлены окислами и гидроокислами железа, рассеянными и тонкообразованными или скопляющимися в виде комочков, линзочек, Обильное количество

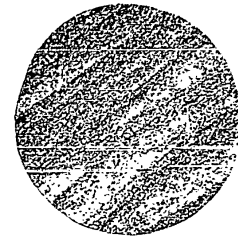


Рис. 11 Аргиллит микрослоистой и линзовидной текстуры. Шлиф 1306, ник. II, X 15.

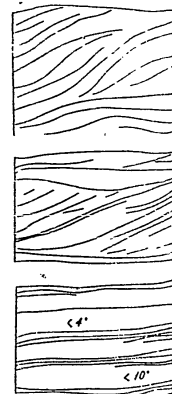


Рис. 12. Косая слоистость в породах пестроцветной свиты

с обломками эффузивов, которые теряют свои контуры, сливаются с окружающей глинистой массой. Об их присутствии можно судить только по

Таблица 9

Содержание в аргиллитах органического углерода и окислов железа в 10-процентной солянокислой вытяжке

Место взятия образцов	Мощность разреза	Количество анализов	Содержание С органич.к.	Содержание Fe ₂ O ₃ в 10-процентной солянокислой вытяжке
Верхняя часть темноцветной свиты	300	8	0,76—2,86	8,01—13,58
Нижняя часть темноцветной свиты	230	10	0,45—1,47	7,99—15,38
Пестроцветная свита. Один разрез	350	11	0,21—0,91	2,28—12,06
Пестроцветная свита. Другой разрез	60	2	0,38—1,30	3,37—12,00

сохранившимся скелетным формам титано-магнетита, перешедшего в лейкоксен, по микролитам плагиноклаза и, может быть, в некоторой степени, по клочкообразным, черным аморфного строения образованиям лейкоксена (?). Рудные минералы в виде мельчайших обломков местами скопляются в значительных количествах, притом в составе их преобладает лейкоксен. Встречаются аргиллиты, в которых чуть ли не весь обломочный материал представлен слюдами и хлоритом.

К минералам, появившимся в первую стадию диагенеза, должны быть отнесены основная часть глинистых минералов, образовавшихся в большей части благодаря разрушению кластических зерен, часть карбонатов, агрегаты мельчайших зернышек глинистых частиц, пропитанных TiO₂. В последнюю стадию диагенеза появляются пирит и, может быть, марказит в виде мельчайших, чаще всего округлых зерен, рассеянных или концентрирующихся вблизи углистых обломков, а также карбонаты.

В темноцветных аргиллитах, так же как и алевролитах, на поверхности или внутри клеток обрывков обугленной растительной ткани иногда наблюдается образование тоненьких оторочек бесцветного минерала, имеющего шестоватое строение, в котором отдельные чешуйки располагаются перпендикулярно поверхности угля. Этот минерал обладает светопреломлением несколько выше канадского бальзама, серыми и белыми цветами интерференции. Иногда светопреломление более высокое, и соответственно увеличивается двуупреломление. В этом последнем случае образования указанного минерала имеют вид волоконцев, с одной стороны приросших к поверхности угля, а с другой — изогнутых и как бы свободных. Констант минерала, из-за очень малых его размеров и трудности выделения из шлифов, определить не удалось. По-видимому, это — каолинит, а в тех случаях, где он обладает относительно высоким двуупреломлением, он, может быть, представлен гидрослюдой. Образование обонх названных минералов, так же как и кварца, вполне вероятно в условиях разложения раздробленного силикатного материала из коллоидов кремнезема и глинозема, в кислой среде, возникающей на разрушающейся поверхности обломков угля. Как известно, каолинит и кварц являются первыми опунниками углей.

В породах присутствуют карбонаты двух генераций. Одна группа имеет аутигенное происхождение, другая эпигенетическое. В составе аутигенных карбонатов большое значение имеет карбонат кальция и незначительное — карбонат магния и железа. Карбонаты цементируют алевритовые прослойки и слагают конкреции. Последние распространены по всему

разрезу как пестроцветной свиты, так и темноцветной. Величина их разнообразна — от 1 мм до 12 см в поперечнике. Форма также различна — от округлых, напоминающих гальки, до удлиненных уплощенных, иногда имеющих лепешкообразную форму с гладкой, ямчатой и бугорчатой поверхностью.

Микроскопическое исследование показывает их разнообразное строение. Одни конкреции сложены пелитоморфным и тонкозернистым кальцитом с величиной зерен до 0,02 мм с редкими участками, где он перекристаллизован и зерна его достигают 0,3 мм. В других стяжениях в виде механической примеси участвует в сильно колеблющихся количествах (45%) алевритовый обломочный материал, а цементом служит также карбонат кальция. Величина его зерен в центральной части конкреции весьма мала (0,2 мм), но увеличивается в периферии, где вытянутые зерна (6 мм) располагаются перпендикулярно внешней поверхности. Зерна обломочного материала, главным образом, кварц, хлорит и реже встречающиеся — плагиноклаз, обломки эффузивов и рудные — сильно корродированы и в значительной степени замещены кальцитом. Стяжения, залегающие среди пород пестроцветной толщи, пропитаны мельчайшими зернышками и мелкими агрегатами гидроксидов железа.

Анализ солянокислой вытяжки из карбонатной конкреции (табл. 10) показывает, что она содержит 40,87% нерастворимого остатка, который согласно исследованию шлифов представлен обломочными зернами, глинистым веществом и гидроксидом железа. Основная же часть конкреции сложена карбонатом кальция (50,6%). Примесь карбоната магния равна 2,7%. Совершенно незначительно количество сульфата, который, возможно, появился в результате разложения пирита. Некоторое количество растворимого в соляной кислоте SiO₂, Al₂O₃, MgO и других, по-видимому, появилось за счет аморфного глинистого вещества, сильно выветрелых силикатных минералов и обломков эффузивных пород.

Таблица 10

Химический состав карбонатной конкреции из пестроцветной свиты

Солянокислая вытяжка	Водная вытяжка						
	нерастворимый остаток	40,87	наимен. определен- теля	процент- ты	г/звк	про- центуэкв	предполагаемый состав солей
SiO ₂	1,06	H ₂ O	0,51	—	—	—	—
Al ₂ O ₃	1,62	сухой остаток	0,122	—	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,48	SiO ₂	0,006	—	—	—	—
P ₂ O ₅	0,10	R ₂ O ₃	0,006	—	—	—	—
MnO	0,40	Ca	0,004	0,200	5,07	NaCl	10,6
CaO	30,15	Mg	0,0006	0,050	1,26	Na ₂ SO ₄	0,6
MgO	1,30	Na	0,039	1,717	43,67	NaHCO ₃	76,6
SO ₃	0,11	SO ₄	0,0006	0,012	0,30	MgHCO ₃	0,8
CO ₂	23,67	CO ₃	0,014	0,233	5,92	CaCO ₃	10,2
Сумма	99,20	HCO ₃	0,093	1,524	38,75	MgCO ₃	1,6
		Cl	0,007	0,198	5,03	—	—
CaCO ₃	50,6	окислы	0,029	—	—	—	—
MgCO ₃	2,7	сумма	0,170	3,93	100	—	—
		без HCO ₃	0,123	—	—	—	—

Водная вытяжка из породы этой конкреции не обнаруживает каких-либо отличий от состава вытяжки из вмещающих ее аргиллитов.

Очень редко встречаются мелкие конкрециоподобные кальцитовые стяжения, у которых наружная оболочка или два близких к наружной стороне концентрических слоя сложены сидеритом.

Встречаются также мелкие (до 1 мм), в виде розеток или округлые, стяжения сидерита радиально-лучистого строения, образования которых должны быть отнесены к числу позднейших явлений, так как они обычно концентрируются вокруг трещинок.

Карбонат (кроме рассеянного в массе аргиллитов и в виде конкреций) присутствует и в виде мелких зерен и агрегатов, чаще приуроченных к алевритовым линзочкам и прослойкам. Большая часть этого карбоната представлена кальцитом, в некоторых участках наблюдается небольшая примесь доломита в виде мелких ромбоэдрических зерен или участков агрегатного строения, обнаруживаемого только при помощи солянокислой вытяжки. Встречаются мелкие рассеянные агрегатного строения скопления сидерита аутигенного происхождения. Этот минерал встречается значительно реже, чем кальцит.

Эпигенетический карбонат, представленный кальцитом и очень редко сидеритом, выполняет трещинки в породах, образовавшихся в период, следовавший за складчатостью.

Значительное количество исследований, проведенных с помощью кристаллооптического метода, термического и рентгеноструктурного анализа, а также данные электронной микроскопии показали, что в составе минералов глин аргиллитов преобладают гидрослюды. В редких случаях аргиллиты сложены хлоритом, гидроклоритом. Несколько чаще хлорит встречается в виде примеси. Каолинит присутствует, по-видимому, непостоянно и в малых количествах.

Физические свойства пород

Особенностью туфогенно-аргиллитовой толщи является высокое значение электрических сопротивлений пород, характерное для плотных и жестких разностей. Каротажная характеристика этой толщи резко отличается от таковой покрывающих мезозойских отложений. Кривая изменения значений самопроизвольной поляризации на большей части разреза имеет сглаженный однообразный вид с преобладанием относительно положительных потенциалов. Особенно это явление характерно для темноцветной свиты. В некоторых частях разреза наблюдаются незначительные отрицательные аномалии СП, приуроченные к песчанкам и к брекчированным породам, что связывается с их трещиноватостью. Более интенсивные отрицательные аномалии СП в пестроцветной свите, как правило, связываются с трещиноватыми туфами и диабазами.

По мнению А. А. Голобородько, аргиллиты туфогенно-аргиллитовой толщи обладают более высоким, чем глины, удельным сопротивлением, достигающем 50—200 ом. м. (1954 г.). Песчанники (сюда, по-видимому, относятся их туфогенные разности, туффиты и туфы) имеют очень высокое сопротивление — 1000—2000 ом. м.

Осадочные породы этой толщи характеризуются высокой плотностью, у отдельных представителей темноцветной свиты достигающей 2,50—2,76 и у пестроцветной свиты — 2,38—2,76. Характерно, что высокой плотностью обладают, главным образом, аргиллиты и меньшей — туфы и туфогенные песчанники, хотя отдельные образцы последних также показывают высокие значения. Породы изверженного ряда мало исследовались; обычно их плотность колеблется в пределах 2,67—3,01.

Большую плотность пород туфогенно-аргиллитовой толщи сравнительно с плотностью пород юры и мела, покрывающих нижнетриасовые отложения, некоторые геологи, в частности И. П. Лугинец (1944 г.),

134

объясняли метаморфизмом первых. Нам представляется, что основной причиной повышенной плотности пород является не метаморфизм последних, а их вещественный состав, связанный с материнскими породами определенного типа. Это положение отчетливо следует из данных, приведенных на табл. 11.

Типы пород и их плотность

Таблица 11

Состав пород	Интрузивные		Эффузивные		Осадочные породы	
	характер пород	плотность	характер пород	плотность	характер пород	плотность
Кислая порода	гранит	2,66	кислое стекло	2,37	глина обычная	1,8—2,37
Основная порода	диабаз	2,96	базальтовое стекло	2,76	—	—
	диабаз Таймыра	.	интрузивный и эффузивный	2,67—3,01	аргиллит нижнего триаса	2,38—2,76

Согласно данным Р. А. Дэли¹, гранит и диабаз характеризуются резко различными плотностями. Кислая глубинная порода гранит и кислое же вулканическое стекло имеют меньшую плотность, чем основные породы — диабаз и базальтовое стекло. Большая часть терригенных осадочных пород происходит за счет разрушения кислых пород (обычные глины), и плотность их должна быть значительно меньше, чем плотность таких пород, источником питания которых служили области распространения основных пород.

Туфогенно-аргиллитовая толща, как показали исследования ее терригенной части, произошла за счет продуктов разрушения основных пород (диабазы, их туфы), а не кислых. Не только сравнительно крупно-обломочные породы, так же как песчанники и алевриты, но и тонкозернистые алевритистые аргиллиты образовались за счет того же основного, а не кислого материала. Химический состав аргиллитов и их связь с основными породами убедительно показывает табл. 12, иллюстрирующая большое сходство их состава.

Резкое отличие дает содержание СаО и Na₂O, входящих, главным образом, в состав плагиоклазов и, по-видимому, не абсорбирующихся в составе тонкодисперсных глинистых минералов. Наоборот, глинистые минералы обогащаются глиноземом и окисью калия (гидрослюды). Окись кальция, по-видимому, концентрируется в виде карбонатных конкреций или карбонатного цемента алевритов.

Характерно, что у пород темноцветной свиты плотность несколько повышена (2,50—2,76), а пористость, наоборот, понижена (0,86—0,94) в сравнении с плотностью (2,38—2,76) и пористостью (1,04—1,19) пород пестроцветной свиты, что находится в зависимости от увеличения содержания у первых, в сравнении со вторыми, окислов железа и органического вещества (табл. 9).

При значительном содержании в породе железа, благодаря его высокому атомному весу, удельный вес, а соответственно, и плотность пород, естественно, повышаются. При этом известно, что высокой плотностью обладают не только некоторые типы древних пород, но и современные. Так, согласно данным Г. С. Свайсера, некоторые современные океанические глинитерриновые (?) илы имеют плотность 2,79. Вряд ли

¹ Ф. Берг, Дж. Шерер и Г. Свайсер. Справочник для геологов по физическим константам. М., 1949.

135

Химический состав аргиллитов нижнего триаса и диабазов
Таблица 12

№ п/п	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Потеря при прокаливании	H ₂ O	Сумма
1	48,89	1,29	15,37	1,90	10,07	0,18	6,94	10,90	1,97	0,63	0,17	2,08	—	100,0
2	48,79	1,53	19,92	0,71	11,72	не определено	5,04	3,46	1,95	1,49	не определено	2,37	0,78	100,14
3	62,34	0,87	16,83	0,57	7,64	то же	2,57	0,81	0,94	2,06	то же	5,15	0,09	99,78
4	45,08	2,50	19,16	15,24	не определено	.	4,95	1,88	0,09	2,79	.	8,25	2,08	100,54

Примечания. 1. Среднее из 13 анализов диабазов по данным В. С. Соболева.
2. Аргиллит зеленовато-серый; обр. № 338, валовой состав.
3. Аргиллит серовато-зеленый; обр. № 320, валовой состав.
4. Фракция < 1 микрона, выделенная из аргиллита (обр. № 323а).

малой плотностью обладает красная, глубоководная океаническая глина, содержащая 8—10% окиси железа.

Пониженная пористость пород темноцветной свиты связывается с присутствием в них значительного количества органического вещества, способствующего выпадению в осадок гелей кремнезема, закрывающих поры, что также приводит к уплотненности породы.

Следует обратить внимание на то, что аргиллиты пермских отложений, распространенных в северо-западном углу Сибирской платформы и содержащих траппы, имеют плотность более низкую, чем вышеописанные породы. Это явление вполне закономерно, так как крупный терригенный материал этих отложений большей частью произошел за счет выветривания кислых пород, главным образом, кварцевых песчаников, кварцито-песчаников, гранитов и др. Глинистая часть пород, по всей видимости, имеет то же происхождение. Естественно, что величина плотности пермских аргиллитов, образовавшихся за счет более легкого материала, должна быть меньше, чем плотность пород туфогенно-аргиллитовой толщи, образовавшихся за счет пирокластического материала основного состава и денудации основных пород.

ГЕНЕЗИС ТУФОГЕННО-АРГИЛЛИТОВОЙ ТОЛЩИ

Условия накопления осадков

В геологическом разрезе Усть-Енисейского порта туфогенно-аргиллитовая толща нижнего триаса является четко обособленной формацией, отличающейся от всех покрывающих и известных подстилающих толщ. Большая мощность, по-видимому, значительно превышающая 1000 м, довольно однообразный состав и ритмичное строение туфогенно-аргиллитовой толщи дают основание считать, что формирование ее происходило в области прогиба, располагавшегося к западу от северной окраины Сибирской платформы.

Осадки толщи накапливались в водном бассейне во время проявления интенсивной вулканической деятельности. Об отложении осадков в бассейне, по-видимому, озерного типа (возможно имевшего отдаленную связь с морем), свидетельствует хорошая сортировка кластического ма-

138

териала песчаников; их преимущественно мелкозернистый состав; текстурные признаки, в частности, очень тонкая слоистость, характерная для водотоков со слабой живой силой или для слабых придонных течений, переносящих мелкий песчаный материал, алевритовые зерна, взвешенное глинистое вещество и растительный детрит. Палеотипный характер излившихся пород, наличие спиллитов, сильно разложившийся пирокластический материал также свидетельствуют о накоплении осадков в водной среде. О внедрении мелких интрузивных тел в донные осадки говорит их сильно измененный состав.

Область распространения осадков туфогенно-аргиллитовой толщи испытывала колебательные движения, в результате которых возникло ритмичное распределение отложений, характеризующееся быстрой сменой маломощных слоев грубозернистых осадков более мощными мелко- и тонко-зернистыми. Конгломератные прослойки редки и по своему характеру мало типичны, встречаются мелкозернистые породы с расщепленной галькой и угловатыми обломками подстилающих пород. В период накопления осадков пестроцветной свиты начало ритмов, соответствующих смене накопления осадков размывом их верхней части, часто сопровождалось не только колебательными движениями (о чем мы судим по наличию галек подстилающих пород, иногда принесенных издалека), но и взрывами с выбросами вулканических туфов. Начало же других ритмов совпадало с менее интенсивными колебаниями, не связанными с вулканическими проявлениями. Для установления подобной ритмичности в период накопления темноцветной свиты нет достаточной информации, но, возможно, что она существовала. В это время происходили редкие излияния лав, взрывы с выбросами пеплов очень сильно сократились или даже прекратились. При колебательных движениях поверхности дна бассейна преобладавало очень медленное общее погружение, которое привело к накоплению толщи большой мощности.

Окружающая бассейн территория имела очень изменчивый характер — то она представляла вулканическую страну, то пустыню, где предшествующими извержениями уничтожались все живое, но постепенно вновь начинала развиваться растительность, затем опять при новых извержениях погибала.

Все участки наземной территории, подымавшиеся не высоко над уровнем описываемого бассейна, были покрыты продуктами извержений, которые разрушались и служили источниками сноса. Подобными областями питания могли служить, по мнению В. Н. Соколова, северо-западная часть Сибирской платформы и другие участки суши, слагающие Западно-Сибирскую низменность, в настоящее время скрытые под покровом более молодых осадков, например, область Ямало-Тазовской горной страны, Точинское поднятие и др.

Дождевыми водами, временными потоками и реками со старым профилем русел и медленным течением в бассейне сносились пирокластические осадки и продукты выветривания основных излившихся и осадочных пород, мелкозернистый песок, алеврит и тонкая мусть. Обломочный материал находился на разных стадиях разложения. При этом в периоды относительного покоя в области питания происходит интенсивное выветривание верхних покровов лав и туфов, а появляющаяся растительность способствует более глубокому разложению вещества. Принесенный материал в водоеме отмучивался, освобождаясь гораздо ранее, по пути движения, от более крупных и более тяжелых трапповых зерен. Осаждалась взвешенная глинистая мусть и тонкие алевритовые и субалеитовые частицы. Сезонные колебания в привносе вещества отмечаются микрослоистостью пород.

Не только с суши, но и из воздуха в водный бассейн периодически попадало значительное количество пирокластического материала (особенно в период накопления пестроцветной свиты), который после неко-

137

торой сортировки опускался на дно. Периодически происходило излияние лав, маломощные потоки последних покрывали илестое дно.

Как нам представляется, основное различие в составе обеих свит изученной толщи обусловлено разной степенью развития вулканических процессов в период накопления осадков нижней — пестроцветной свиты и покрывающей ее темноцветной, особенно сильно проявившейся в области питания. В период накопления пестроцветной свиты вулканическая деятельность протекала значительно интенсивнее, часто происходило выпадение пепла, излияния лав в области накопления осадков были редкими, а на платформе обильными. В водоем, заполнявший пониженные участки, из атмосферы попадал вулканический материал, выливались лавы; воды несли с континента взвешенный, несколько разложенный материал, главным образом, продуктов извержения и в меньшей степени глинистых пород, растворенные химические компоненты (SiO_2 и др.), но не доставляли органического вещества. Увеличенная минерализация воды, в которой происходило накопление осадков, а периодически и повышенная температура не давали возможности развиваться органической жизни. Малое количество органического вещества при достаточной аэрации придонной воды в верхней части ила создавало окислительную обстановку, что в процессе диагенеза осадка приводило к образованию красных и коричневых пород, в которых железо находилось преимущественно в окисной форме. В участках, где менее резко были выражены окислительные условия, обилие хлоритизированных обломков пород и минералов придавало породам зеленый цвет или оттенок.

В периоды относительного покоя в области питания развивалась кора выветривания, на ней появлялась растительность. В водоем попадало раздробленное растительное вещество, которое, разлагаясь, создавало восстановительную среду и соединения железа при диагенезе оставались в восстановительной форме или переходили в нее, а образовавшиеся породы приобретали темно-серые и черные цвета (исследования показали, что в красных разностях пород железа не больше, а нередко меньше, чем в темноцветных — серых и черных). Поступление осадков, содержащих органическое вещество, происходило недолго (накапливался слой небольшой мощности) и вновь начиналась вулканическая деятельность, приводящая к смене всей физико-географической обстановки и, как ее следствие, к появлению красочств.

Наличие колебательных движений при частой смене описанных условий накопления осадков привело к образованию ритмичного построения разреза, сложенного разнообразным комплексом пород — аргиллитов, туфогенных алевролитов и мелкозернистых песчаников, туффитов, туфов и маломощных покровов лав, в котором осадочные породы окрашены в разнообразные цвета — голубовато-зеленые, серовато-зеленые, коричневатокрасные, коричневатосерые, серые и серо-черные.

Появление в геологических разрезах красочств Л. Б. Рухин объясняет тектоническими факторами и связанными с ними климатическими условиями. Это положение правильно в тех случаях, когда изменение климата приводит к уменьшению содержания органического вещества в образующихся осадках. Частое же изменение цвета пород в разрезе пестроцветной свиты района Усть-Енисейского порта нельзя объяснить изменениями климата, иначе пришлось бы допустить неправдоподобно частые его колебания. Изложенный материал показывает, что в данном случае более правильно связывать разнообразие в окраске пород с неравномерным поступлением в водоем органического вещества, являющимся следствием периодических извержений, уничтожающих все живое.

Отложения темноцветной свиты характеризуются большим разнообразием как состава пород, так и их цвета, что находится в зависимости от сравнительно однообразных условий накопления осадков. Образование

свиты происходило после того, как эксплозивная деятельность сильно сократилась и, возможно, даже прекратилась совсем. Происходили только редкие излияния лав, притом имевшие, по-видимому, локальное распространение. В области питания растительность получила возможность развиваться в однообразных условиях, а выветривание при участии продуктов ее жизнедеятельности шло более интенсивно. Из области питания в бассейн попадало большое количество органического вещества и более однообразный, более дезинтегрированный обломочный материал, в котором силикатное вещество находилось на более глубокой стадии разложения. В то время как аргиллиты пестроцветной свиты изменялись по пути бейделитизации (что, по-видимому, находилось в зависимости от более слабой степени выветривания сносимого материала с континента и от иной обстановки в бассейне, куда попадало много пирокластического материала), глинистые минералы аргиллитов темноцветной свиты, являющиеся конечными продуктами изменения обломочного материала, представляются гидрослюдами, значительно измененными по пути каолинизации.

Озеро, или слабо связанная с морем лагуна, в которой происходило накопление осадков, имело ненормальную (в сравнении с морем) соленость, скорее пониженную. Об этом свидетельствует малая карбонатность осадков и небольшая их притонность. Подобные условия были неблагоприятны для развития жизни и в самом бассейне, где могли обитать только эстерины, которые приспособляются к полупресненным водам. В последнее время появились высказывания [5] о возможном эаргиллитном характере этих форм, но отсутствие типичных морских организмов в осадках туфогенно-аргиллитовой толщи дает основание предполагать ненормальную соленость бассейна. О мало благоприятных условиях для обитания даже эстерины свидетельствует их локальное распространение. Так, в темноцветной свите эстерины были обнаружены в темно-серых и черных аргиллитах в разрезе мощностью 170 м, при том даже в этом участке они встречаются неравномерно; в нижней части разреза они были обильны на протяжении 70 м; выше этой части осадков появляется лавовый покров (42 м), после которого на протяжении 45 м эстерины не были обнаружены, но затем они появляются в пласте 10 м мощностью, выше вновь залегает лавовый покров, над которым аргиллиты и алевролиты (40 м) эстерины не содержат. Естественно выводить, что лавовый поток, выливавшийся в озеро-лагуна, так же как и горячий пепел, на какой-то стрессок времени после попадания в воду изменяют условия обитания и препятствуют развитию филопод. С ненормальной для органической жизни обстановкой в бассейне (особенно в период накопления осадков) нижней части туфогенно-аргиллитовой толщи нужно связывать отсутствие органических остатков в породах большей части пестроцветной свиты, образовавшейся в период более интенсивной вулканической деятельности. Единичные филоподы появляются в них только в верхней части толщи, где они ассоциируют с серыми и черными разностями аргиллитов, очень редко встречаются в серо-зеленых разностях и совершенно не обнаружены в красных. Интересно, что в красных аргиллитах эстерины в небольших количествах были обнаружены Д. С. Сороковым (1955 г.) в нижней части подоленских слоев нижнего триаса Лено-Анабарского междуречья, где аргиллиты переслаиваются с полимиктовыми песчаниками, содержащими, по мнению Б. И. Тест (1955 г.), только перестолженный эффузивный материал. В этом районе, в отличие от области нижнего течения р. Енисей, во время накопления пестроцветов, по-видимому, не было отчетливо синхроничной магматической деятельности, которая мешала бы развитию органической жизни. Но в связи с тем, что область питания здесь служила прилегающей части Сибирской платформы, покрытые осадками туфо-лавовой толщи, откуда в область накопления подоленских слоев могло попадать

только очень ограниченное количество органического вещества, что привело к образованию красноцветных пород и к слабому проявлению жизнедеятельности организмов.

Как отмечалось выше, эти осадки, по-видимому, можно считать синхронными отложениям темноцветной свиты Усть-Енисейского района, в период накопления которой вулканическая деятельность еще полностью не прекратилась.

Нет достаточных сведений для суждения о времени полного прекращения траппового вулканизма в Усть-Енисейском районе. Вполне вероятно (по аналогии с Таймыром), что он закончился в нижнем триасе. Имеются определенные факты, которые дают возможность считать, что в среднем лэйсе он уже не проявлялся. Время начала вулканической деятельности остается совершенно не ясным, так как не известен разрез подстилающих пород. Если судить по аналогии с северо-западным краем Сибирской платформы, то оно должно быть отнесено к верхней перми. Однако Усть-Енисейский район находится в области краевого прогиба, ограниченного от платформы крупным разломом, что указывает на специфические условия формирования этой области, история которой очень мало известна.

Проявления древнекаммерийского тектогенеза привели к смятию туфогенно-аргиллитовой толщи в складки. Во время, которое трудно точно датировать (Т-1), но, очевидно, до среднего лэйса, район Усть-Енисейского порта был выведен из области седиментации и верхняя часть туфогенно-аргиллитовой толщи была разрушена. Последующие опускания привели к перекрытию оставшейся части туфогенно-аргиллитовой толщи мощной толщей, преимущественно морских юрских и меловых осадков. Последующая фаза складчатости проявилась в крупных разломах, разбивших отложения мезозоя и подстилающую его туфогенно-аргиллитовую толщу на ряд блоков, в разной степени опущенных один относительно другого.

Диagenез, эпигенез и метаморфизм пород

Обычно в процессе образования осадка и его литификации основные этапы литогенеза следуют один за другим — сингенез, диagenез и эпигенез. Метаморфизм пород (контактовый, региональный и др.) является процессом, чуждым нормальному образованию осадочных пород. Отдельные стадии литогенеза мы понимаем в рамках, устанавливаемых Н. М. Страховым [9] в последних его работах, где он под сингенезом понимает стадию образования осадка, под диagenезом — превращения осадка в осадочную породу и под эпигенезом — стадию «изменения уже сложившейся породы при тектонически обусловленных переменах физико-химических условий ее существования, при этом эпигенез понимается в узком смысле слова — с исключением явлений метаморфизма и выветривания пород».

В период накопления отложений туфогенно-аргиллитовой толщи «нормальный» порядок седиментации и литификации пород время от времени нарушался излиянием лав. Поток или покров, перекрывающий богатый водой ил, должен был оказывать некоторое метаморфизирующее влияние на подстилающий слой. Местами расплавленная магма не доходила до дна бассейна и осанавливалась в осадочной толще в виде малоомощных межпластовых интрузий и тоже оказывала соответствующее влияние на окружающие породы.

К начальной стадии диagenеза мы относим разложение тонкого и мелкообломочного материала под влиянием реагентов, находящихся в растворе и иле. В последующую стадию происходит старение коллоидов, образование глинистых минералов, концентрация карбоната кальция с образованием кальцитовых конкреций, цементация глинисто-из-

вестковым веществом алевролитов и мелкозернистых песчаников, выпадение гидратов окиси железа и глинозема (?), а на отдельных участках, сравнительно слабо обогащенных органическим веществом, — рассеянных мелких агрегатов сидерита и мельчайших зернышек пирита. В условиях накопления осадков данного разреза не было благоприятной обстановки для заметного развития доломита, опала, цеолитов, хотя два последних минерала нередко возникают при разложении в воде ила.

Известно, что в иловых водах всегда существует, помимо CO_2 , еще значительное количество растворенного кремнезема, благодаря которому осадок дополнительно несколько пополняется и кремниекислотой. Вблизи разлагающихся растительных остатков среда имеет пониженное рН (условия неблагоприятные для удержания SiO_2 в растворе), SiO_2 коагулирует и осаждается, что отчетливо наблюдается по регенерации кварцевых зерен, значительная часть его находится в скрыто кристаллическом состоянии, со временем начинает кристаллизоваться; это вызывает повышенную твердость пород, обогащенных органическим веществом (темно-серых и черных).

В тех случаях, где в осадке органического вещества было немного, кремнезем оставался в растворе, а гидроксиды железа теряли подвижность и выпадали, сохраняясь в породе, придавая ей красный или бурый цвет, что, как излагалось выше, характерно для нижней части толщи.

К последней стадии диagenеза мы относим (согласно с точкой зрения Н. М. Страхова) дегидратацию осадка. Глинистые минералы переориентировываются из тонкодисперсных частиц в более крупные одно- и многоориентированные агрегаты. Водный кремнезем теряет воду. Осадок превращается в породу.

Нижние слои туфогенно-аргиллитовой толщи, по мере накопления осадка, перекрывались все новыми и новыми слоями. Эпигенез, вызванный нагрузкой вышележащих пород, сказался, прежде всего, в превращении глинистых минералов, стоящих на разных стадиях изменения и гидратации, в менее гидратированные разновидности (аргиллиты содержат относительно мало адсорбционной воды). Но свойства коллоидов (неоседающая суспензия) у большей части глинистых минералов в значительной части сохранились.

В период складчатости туфогенно-аргиллитовая толща была собрана в складки, разбита крупными сбросами, пересечена трещинами, по которым циркулировали растворы. Эти растворы выщелачивали карбонаты, в меньшей степени другие компоненты, и перераспределяли их в породах. Все поры заполняются, главным образом, кальцитом, им же выполняются зияющие трещинки. В выполнении трещин, по-видимому, в небольшой степени принимали участие и теплые воды, связанные с траппами, что привело к появлению в них вблизи интрузивных тел и лавовых покровов, в одних случаях сидерита, в других — сидерита, каолинита и кальцита.

В период накопления осадков излияния лав происходили редко, силы были немногочисленны и малоомощны и, насколько можно судить по очень ограниченному количеству наблюдений, влияние на контактирующие с ними породы они оказывали небольшое. В ближайших сантиметрах от интрузий наблюдается остекловывание аргиллитов, в которых мелкие кварцевые зерна растворяются, а появляются новообразования — эпидот, сфен, кварц, хлорит. Далее, на расстоянии до одного метра, в них появляется макроскопически заметная пятнистость. На расстоянии 5 м от интрузии эта пятнистость отмечается только под микроскопом, по наличию петельчатой или ячеистой структуры. В этих породах отчетливо видно, что основная масса аргиллита, окрашенная в темно-коричневый, почти не просвечивающий цвет, как бы слагает стенки ячеек, внутренняя часть которых занята светлым веществом, представляющим из себя осветленного глинистого вещества или обломочными зер-

нами — кварцем, хлоритом и др. Мелкие обрывки обугленной растительной ткани включаются в состав стенки ячейки. Параллельное расположение обломочных минералов в породе нарушается.

Иногда наблюдаются вблизи поверхности интрузивных тел осветленные шпильки, представленные полевошпатово-энидотовой породой, образовавшиеся за счет обломков боковой породы — аргиллитов.

К числу признаков, указывающих на позднейшие изменения пород, кроме вышеописанных случаев, нужно отнести явления слабо развитой сланцеватости пород, отмеченной только на одном участке вблизи сброса. Аргиллиты этого же участка, так же как и контактирующие с интрузивными телами, представлены глинистыми минералами, утратившими свойства коллоидов.

Однако изменения пород подобного типа, как же как и серпичизация, не имеют широкого распространения, а обнаруживаются как локальные явления.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Авдусин П. П. Пирокластические осадки в третичном комплексе в г. Северо-Восточного Азербайджана. Нефтяное хозяйство, № 10, 1935.
- 2 Батурин В. П. Осадочные породы полосы Военно-Грузинской дороги между Апануром и Аванамским перевалом. Матер по общ. и прикладн. геол., вып. 143, Геолком, 1930.
- 3 Герасимов А. П. Следы третичной вулканической деятельности близ Грозного. Изв. Геолкома, т. 39, № 3—6, 1920.
- 4 Лебедев А. П. Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 161, 1955.
- 5 Попов Ю. Н. О палеозоологии эстерей. Докл. АН СССР, т. 94, № 4, 1954.
- 6 Попов Ю. Н. Палеонтологическая характеристика триасовых отложений Лено-Камчатского междуречья. Тезисы докл. на междунар. совещ. по разработке унифицированной стратиграф. схем Сибири, 1956.
- 7 Рухин Л. Б. Проблема происхождения красноцветных толщ. Вестник Лен. универс., № 7, 1948.
- 8 Спичарский Т. Н. О возрасте вулканических образований Сибирской платформы. Матер. по геол. Сиб. платф. Матер. ВСЕГЕИ, нов. сер., вып. 7, 1955.
- 9 Страхов Н. М. Динамика осадков и его значение для осадочного рудоборозования. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1953.
- 10 Страхов Н. М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации. Образование осадков в современных подзолах. Инст. геол. наук АН СССР, 1954.
- 11 Шаталов Е. Т. К рациональному наименованию некоторых осадочных и пирокластических пород Матер. по изуч. Охотско-Колымск. края. Сер. 1. Геология и геоморфология, вып. 2, ОНТИ, 1937.

А. С. ЗАПОРОЖЦЕВА

О ГЛИНИСТЫХ МИНЕРАЛАХ АРГИЛЛИТОВ НИЖНЕГО ТРИАСА УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО РАЙОНА

Тугогенно-аргиллитовая толща нижнего триаса Усть-Енисейского района имеет мощность свыше 1000 м. Представлена она аргиллитами, содержащими линзочки и прослойки алевритов, переслаивающиеся с мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, туфогенными песчаниками, туффитами, редкими и тонкими прослойками конгломератов. Туфы распространены только в нижней части отложений, а маломощные и редкие покровы лав и пластовые интрузии траппов встречаются по всему разрезу. Нижняя часть толщи, где присутствуют туфы, а аргиллиты окрашены в разнообразные цвета (преимущественно красные, коричневые, зеленые и серые) носит название пестроцветной свиты, а верхняя ее часть, не содержащая туфов и сложенная главным образом породами, окрашенными в однообразные серые и серо-черные цвета, — темноцветной. Эта толща после значительного ($T_1 - J_1$) перерыва была перекрыта мощными осадками юры и мела.

При исследовании состава пород всей толщи изучению аргиллитов было уделено особое внимание, так как вещественный состав глинистых пород в значительной мере является следствием определенных условий образования.

Литологические исследования дополнялись геохимическим изучением, которое дало положительные результаты, но вместе с тем привело к выводу об ограниченности применения некоторых геохимических методов. Просмотр пород в шлифах показал, что аргиллиты обогащены сильно разложенным кlastическим материалом, часть которого — обломки эффузивных пород, слюд, хлоритов, полевых шпатов — настолько изменена, что даже в шлифах возможно наблюдать переход их в глинистое вещество. Иными словами аргиллиты являются полиминеральными породами, сложенными кlastическими зернами пестрого состава, раздробленными в неодинаковой степени и находящимися на разных стадиях изменения и перехода в глинистое вещество. Это последнее также неоднородно. Отдельные составляющие его характеризуются разной степенью гидратации, выщелачивания (главным образом, окиси калия, натрия, кальция) и поглощения катионов. Часть глинистого вещества выпала в виде гелей из растворов, получающихся при полном разложении «первичных» минералов. Полиминеральный состав кlastического материала, попадая в одну и ту же физико-химическую среду, подвергался некоторому усреднению исходного вещества.

Исследования осадочных пород тугогенно-аргиллитовой толщи показало, что исходным материалом для образования ее в большей части служили основные эффузивные и пирокластические породы, которые при накоплении нижней пестроцветной части разреза были уже значительно изменены, а при образовании верхней темноцветной — были еще в большей

степени разложены. Кроме того, к ним примешивался переотложенный песчано-глинистый материал. Образовалась эта толща в водном бассейне, в котором оседал из воздушной среды вулканический пепел и сносився с берегов мелкий обломочный материал и изредка выливалась лава. Начавшееся вблизи водоема в коре выветривания на суше разрушение и изменение пород и минералов продолжалось затем интенсивно в водной среде.

И. И. Гинзбург и М. А. Рукавишникова [3], изучавшие кору выветривания основных эффузивных пород, отмечают, что на ней образуются зоны дезинтеграции пород, затем гидроксидно-кислотная и гидрослюдистая, переходящие далее в зоны гидрослюдисто-монтмориллонитовую и гидрослюдисто-каолинитовую.

При образовании туфогенно-аргиллитовой толщи выветривание и превращение исходного вещества в глинистые продукты происходило в течение длительного времени, но иначе, чем это констатировали вышеупомянутые авторы. В большей части превращение не доходило до «конечных» продуктов, притом состав тонкодисперсной части пород каждой из свит этой толщи несколько отличался.

Исследование глинистых минералов аргиллитов представляет большие трудности. Для выяснения их природы были применены следующие методы: определение светопреломления ориентированных агрегатов, термический анализ, электронно-микроскопическое исследование, окрашивание анилиновыми красителями и различные химические методы. Рентгеноструктурный анализ был применен в очень ограниченных размерах, к тому же он давал очень нечеткую картину строения минералов. Изучению этими методами подвергалась, главным образом, выделенная из аргиллитов фракция меньше 0,001 мм.

Кристалло-оптические исследования производились по относительно мало трудоемкому методу М. Ф. Викуловой [2], заключающемуся в изучении в иммерсионных средах фракции меньше микрона, составляющих большую часть глин и несущих основные свойства их. Этот метод, давая лучшие результаты при применении его к глинам, размокающим в воде, исходит из предположения о мономинеральном или относительно мономинеральном составе фракций частиц указанной размерности, однако в действительности это положение не всегда выдерживается.

Плотные аргиллиты перед отмучиванием частиц меньше микрона дробились и растрескивались. При этом следует учитывать, что интенсивная дезинтеграция приводит к разрушению обломочных минералов алевритовой и илистой (пылеватой) фракции, к которым принадлежат выветрелые хлориты, слюды, полевые шпаты, обломки стекловатой части эффузивов Отсюда, при подходе к исследованию тонкодисперсной фракции аргиллитов, предполагалась их возможный полиминеральный состав, находящийся на разных стадиях выветривания.

В исследованиях кристаллооптических констант минералов глини имеется еще много неясного. Ряд авторов отмечает определенные закономерности в величине констант и устанавливает зависимость их от стадийных изменений.

В. П. Петров [6] приводит диаграмму, показывающую, что гидрослюды, прошедшие за счет мусковита, на разных стадиях перехода их в каолинит с уменьшением щелочей почти не изменяют N_p , а N_g при этом падает от 1,690 для мусковита до 1,565 — 1,560 для каолинита и соответственно снижается двупреломление от 0,40 до 0,006—0,005. Процентное содержание в них щелочей и воды обратно пропорционально.

И. И. Гинзбург [4] установил в белковых глинах коры выветривания чешуйки минералов, имеющие светопреломление по N_g свыше 1,590, по N_p — 1,560 и двупреломление, превышающее 0,20; он считает их происходящими от серицит-мусковита. Чешуйки же минералов, имеющие N_g не более 1,580 — 1,584, N_p — до 1,560, двупреломление до 0,20, образуются

144

по его мнению, при выветривании хлоритов. Биотит переходит в гидрослюду, а затем в каолинит через гидробиотит, но тот же биотит может дать каолинит через вермикулит. Тот же автор считает, что наиболее характерным отличием для светлых слюд можно считать их светопреломление по N_p , которое изменяется у первичных мусковитов и серицитов в пределах 1,560—1,563, у осветленных гидроксидов в пределах 1,566—1,570 и у светлых слюд, образовавшихся по гидробиотитам и биотитам — не выходящим из границ 1,548—1,556.

М. Ф. Викулова полагает, что основная черта глинистых минералов заключается в характере их кристаллической решетки, в типе структуры. Известно, что монтмориллонит, каолинит и гидрослюды характеризуются определенной кристаллической решеткой. М. Ф. Викулова [2] на основании электроннографического и рентгеноструктурного анализов высказала предположение, что монотермит и бейделлит являются не механическими смесями, а минералами — сростками структур двухэтажных (каолинитовых) и трехэтажных (монтмориллонитовых) слоев. Монотермит по структуре является аналогом бейделлита, но двухэтажные слои в нем выражены сильнее, чем и объясняется его близость к каолиниту. Наличие же в сростках минералов K_2O показывает, что часть трехэтажных слоев имеет гидрослюдистый тип. Существует непрерывный ряд по степени замещения одного минерала другим (каолинита монтмориллонитом). Грин же (1953 г.) считает, что бейделлит не является самостоятельным минеральным видом, а является смесью глинистых минералов.

Изучение глинистых минералов аргиллитов было начато с исследования кристаллооптических свойств фракции меньше 0,001 мм, выделенной из этих аргиллитов и имеющих характер агрегатов параллельно ориентированных частиц.

Таблица 1
Таблица светопреломления ориентированных глинистых агрегатов из аргиллитов
тенноцветной свиты

	№ образца	N_g'	N_p'	$N_g' - N_p'$
Первый разрез (верхний)	103	1,590	1,573	0,017
	112	1,585	1,575	0,010
	111	1,593	1,578	0,015
	119	1,587	1,574	0,013
	127	1,593	1,576	0,017
	135	1,588	1,574	0,014
	139	1,594	1,575	0,019
Второй разрез (нижний)	125	1,592	1,577	0,015
	127	1,592	1,577	0,015
	133	1,592	1,577	0,015
	1124	1,593	1,577	0,016
	136	1,592	1,577	0,015
	142	1,593	1,577	0,016
	149	1,580	1,568	0,012
	154	1,583	1,571	0,012
	159a	1,590	1,577	0,013

Расстояние между образцами (по вертикали) первого разреза 10—60 м, в одном случае 200 м, а во втором разрезе 10—30 м и в одном случае 55 м.
10 Тр. нивига, т 67

145

Определение светопреломления подобных агрегатов из аргиллитов темноцветной свиты в шестнадцати случаях показывает величину Ng' 1,580—1,593, а Np' — 1,571—1,578 (табл. 1), колеблющуюся в пределах



Рис. 1. Снимок под электронным микроскопом фракции <0,001 м.м. выделенной из аргиллита темноцветной свиты. Обр. № 135×11 000. Гидрослюда и железистый хлорит (2 экз.)

0,012 до 0,019 (один случай 1,568) и дупреломление от 0,012 до 0,019 (один случай 0,010). Темноцветные аргиллиты сильно обогащены органическим веществом и рассеянными окислами железа, что могло привести к несколько повышенному светопреломлению и уменьшенному дупреломлению. Полученные константы дают основание считать, что эти аргиллиты в основном сложены гидрослюдой, что подтверждают и снимки под электронным микроскопом (рис. 1), которые в некоторых случаях отмечают небольшую примесь каолинита и хлорита. Наблюдение под микроскопом показывает, что параллельно ориентированные агрегаты глинистых частиц в иммерсионных средах расслаиваются на удлиненные параллельные пластинки, что, по мнению М. Ф. Видуловой [2], также характерно для гидрослюдистых глин.

Термический анализ из этой же тонкодисперсной фракции аргиллитов темноцветной свиты дает характерные для гидрослюд кривые нагревания с тремя эндотермическими реакциями (100—160°, 325—580°, 850—970°). Экзотермическая же реакция, начинающаяся при 200° и достигающая максимума при 350°, показывает разложение органического вещества (рис. 2 и 3). Только одна кривая (рис. 2, обр. № 135) имеет очень

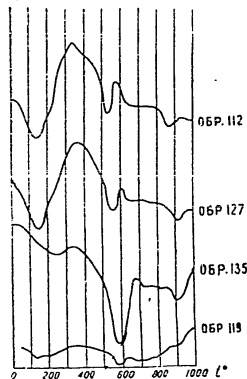


Рис. 2. Кривые нагревания фракции <0,001 м.м. аргиллитов темноцветной свиты.

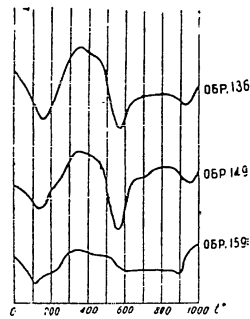


Рис. 3. Кривые нагревания фракции <0,001 м.м. аргиллитов темноцветной свиты.

крупный эндоэффект с максимумом развития при 590° и незначительные эффекты при 230° и при 900°, что дает основание считать породу сложеной, в основном, железистым хлоритом с примесью гидрослюд.

Состав глинистых минералов пород пестроцветной свиты значительно сложнее. Колебания (из 22 определений) в светопреломлении значительные: Ng' — 1,574—1,598, Np' — 1,556—1,579, дупреломление 0,010—0,018. Определение же по одному образцу показало очень высокое светопреломление (Ng' 1,602 — Np' 1,590) и соответственно малое дупреломление (0,012), что дает основание считать данную породу сложеной хлоритами (табл. 2). Исходя из приведенных выше наблюдений И. И. Гинзбурга, очень большие колебания величины Np' позволяют считать, что в составе пестроцветных аргиллитов присутствуют несколько тонкодисперсных минералов — осветленная гидрослюда, образовавшаяся по биотиту, осветленные гидрохлориты, а в некоторых случаях и примесь каолинита. Вместе с тем пониженное светопреломление в некоторых из них дает основание предполагать сильно измененную гидрослуду.

Таблица 2
Таблица светопреломления ориентированных глинистых агрегатов из аргиллитов пестроцветной свиты

	№ образца	Ng'	Np'	$Ng' - Np'$
Третий разрез	278	1,577	1,560	0,017
	281	1,592	1,574	0,018
	292	1,598	1,573	0,025
	285	1,588	1,573	0,015
	291	1,589	1,572	0,017
	302	1,592	1,576	0,016
	307	1,599	1,576	0,023
	1234	1,590	1,572	0,018
	320	1,590	1,572	0,018
	323	1,602	1,590	0,012
	324	1,591	1,573	0,018
	334	1,592	1,574	0,018
	341	1,595	1,579	0,016
	345	1,592	1,575	0,016
349	1,581	1,566	0,015	
Четвертый разрез	169	1,590	1,580	0,010
	174	1,574	1,556	0,018
	1303	1,586	1,570	0,016
	183	1,580	1,568	0,012
	185	1,578	1,563	0,015
	1320	1,582	1,566	0,016
	1323	1,593	1,577	0,016

Исследование в иммерсионных средах ориентированных агрегатов, выделенных из аргиллитов пестроцветной свиты, показывает, что некоторые из них, кроме расщепления на параллельные волокна, обнаруживают веревочное разветвление их концов. Это явление наблюдалось в семи случаях (из 20 изученных образцов) у глинистых фракций аргиллитов, обладающих самым различным дупреломлением и светопреломлением.

М. Ф. Викуловой было установлено, что сповидное и несвидное раздвигание всех чешуй свойственно глинам монтмориллонитовым и бейделлитовым и наблюдается у гидрослюд. Однако описанное выше поведение чешуй ориентированных агрегатов из аргиллитов пестроцветной свиты позволяет предполагать, что глинистые минералы являются гидрослюдами, обладающими свойствами, сближающими их с бейделлитами.

Большая часть кривых нагревания аргиллитов пестроцветной свиты обладает тремя эндотермическими эффектами, характерными для гидрослюды и наблюдаемыми у аргиллитов темноцветной свиты. Но некоторые из них показывают усиленный второй эндозффект, что очень напоминает кривые нагревания монотермита (рис. 4, обр. № 307, 183), другие же

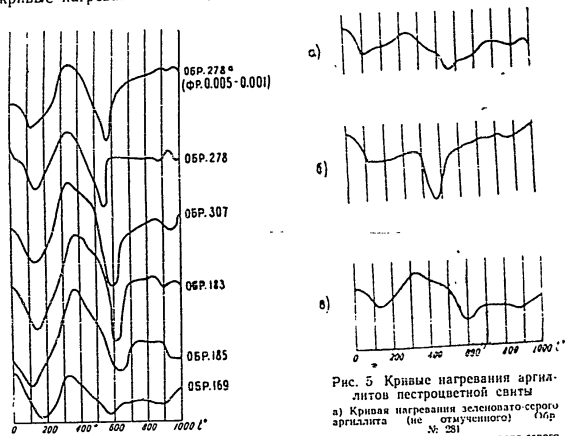


Рис. 4 Кривые нагревания фракции $< 0,001 \text{ мкм}$ аргиллитов пестроцветной свиты

(обр. № 185, 169) по обильно гигроскопической влаги (табл. 3) и присутствию самого значительного эндотермического эффекта при температуре $100-160^\circ$ отмечают примесь бейделлита или изменение гидрослюды в направлении бейделлитизации. Кривые же нагревания образцов № 278 и 278а (рис. 4) характеризуются сочетанием более интенсивного эндозффекта при 530 и 570° и слабо выраженного экзозффекта при $920-970^\circ$, что возможно связано с примесью каолинита в основном гидрослюдяном составе. У образца № 278а (фракция $0,005-0,001 \text{ мкм}$) экзозффект более отчеток, чем у фракции $< 0,001 \text{ мкм}$; иными словами, эта фракция более обогащена каолинитом, чем более крупная. Кривые нагревания ряда образцов обнаруживают отчетливую примесь железисто-магнезального хлорита. Например, у образца № 183 (рис. 4) имеется второй эндозффект при температуре больше 600° и слабый экзозффект при 800° , а у образца № 185 с незначительной примесью хлорита эти эффекты более ослаблены. Встречаются аргиллиты, сложенные, в основном, хлоритами. Так, кривая нагревания образца № 323 б (рис. 5) отмечает большой эндотермический

эффект при 470° , что указывает на преобладание железистого хлорита, при небольшом количестве гидрослюды. Фракция с величиной частиц меньше $0,001 \text{ мкм}$, выделенная из этого же аргиллита, дает кривую с тремя отчетливыми эндозффектами, характерными для гидрослюды. По-видимому, более крупные чешуйки этого образца представлены хлоритом, а тонкодисперсная фракция гидрослюдой.

Снимки, произведенные под электронным микроскопом (рис. 6), показывают, что фракции меньше $0,001 \text{ мкм}$ сложены гидрослюдой — непрозрачными и полупрозрачными частичками с утонченными неровными, изредка размытыми краями, иногда с незначительной примесью пирита, кварца, слюды (частички хлорита не отличимы от слюды). Размытость частиц свидетельствует об их изменении в сторону бейделлитизации.

Рентгеноструктурному анализу были подвергнуты только шесть образцов аргиллитов. Т. П. Смородинова, производившая исследование, устанавливает во всех шести случаях, что глинистые минералы, в основном представлены гидрослюдой несколько специфического в сравнении с известными типами состава. Заметным отличием, но неясного происхождения, характеризуется обр. № 278 а, который также представлен гидрослюдой.

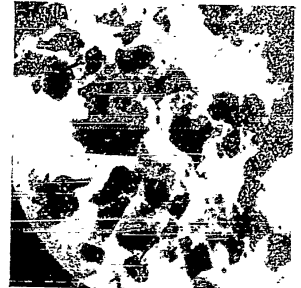


Рис. 6 Снимок под электронным микроскопом фракции $< 0,001 \text{ мкм}$, выделенной из аргиллита пестроцветной свиты. Обр. № 278х11 000. Гидрослюда и незначительная примесь кварца и каолинита.

Резюмируя приведенные данные, можно, по оптическим свойствам, термическому и рентгеноструктурным анализам и электронной микроскопии, установить, что в аргиллитах той и другой свит преобладают гидрослюды. В редких случаях аргиллиты сложены хлоритом (может быть гидрохлоритом). Несколько чаще хлорит встречается в виде примеси. Некоторые кривые нагревания имеют характер гидрослюды, напоминающих монотермит, другие же имеют большой низкотемпературный эффект, характерный для бейделлитов. Каолинит присутствует, по-видимому, непостоянно и в малых количествах.

Окрашивание взмученной суспензии из аргиллитов метилен-голубым красителем по методу М. Ф. Викуловой [2] показало их сравнительно однородный состав. Взмученная, коллоидальная суспензия окрашивается в фиолетово-синие и синие цвета, мало изменяющиеся при добавлении КС1, что подтверждает в основном гидрослюдяный состав аргиллитов. Часть аргиллитов от метилен-голубого окрашивается в интенсивный фиолетовый цвет, который от добавки КС1 становится бирюзово-голубым или синне-голубым. Таким образом окрашиваются монотермитовые глины, а некоторые тонкодисперсные фракции глины характеризуются и кривой нагревания, напоминающей монотермитовые глины.

Анализирувавшиеся аргиллиты обладают значительной твердостью, но, растертые в пыль, они приобретают способность разбухать в воде и давать долго неоседающую суспензию, т. е. обнаруживают свойства коллоидального вещества. Притом большей коллоидальностью обладают зеленчатые аргиллиты, у красных же она небольшая. У аргиллитов нижней части разреза темноцветной свиты коллоидальность больше, чем у залегающих в верхней его части, где появляется значительное количество

магматических тел. Коллоидальность также падает в той части разреза, где породы характеризуются слабо выраженной сланцеватостью, возникшей благодаря сбросу.

При рассмотрении химического состава фракции меньше микрона (табл. 3) обращает на себя внимание отличие его от анализов известных гидрослюдистых глин. Эти фракции характеризуются очень высоким содержанием окислов железа, значительным MgO и относительно малым количеством щелочей. Содержание железа велико даже в сравнении с иллитами, но близко некоторым типам бейделлитов. Содержание окиси магния во всех случаях значительное, а в ряде образцов очень высокое (4,5—5,78). Подобный состав свойственен некоторым породам, сложенным из минералов группы монтмориллонитов, однако, как правило, с меньшим количеством окислов железа, чем содержат аргиллиты изучаемого разреза. Гидрослюда с очень высоким содержанием магния (равным и значительно превышающим установленные величины для туфогенно-аргиллитовой толщи) описаны Е. А. Яремской [10] из соленосных глин (галопелитов), но они в то же время резко отличаются относительно меньшим количеством окиси железа и глинозема и большим — щелочей.

Значительное, а иногда большое (2,5—3,15%) количество титана дополняет картину специфического состава аргиллитов.

Характерно, что темноволновые аргиллиты отличаются постоянным количеством гигроскопической влаги. По восьми анализам она не выходит из границ 2,35—2,93, в то время как по шести анализам порода пестроцветной свиты видны колебания от 1,64 до 4,16%. Отношение SiO₂ к Al₂O₃ у первых колеблется от 2,7 до 3,2, а у вторых более значительное — от 2,7 до 4,7. Отношение же SiO₂ к R₂O₃ наоборот, у пестроцветных пород сравнительно низкое и устойчивое (2,2—2,7), а у темноволновых (2,0—2,9) оно показывает некоторое увеличение колебаний, что, по-видимому, зависит здесь от большей, чем у первых, замены глинозема окислами железа.

Для выяснения специфичности глинистых минералов аргиллитов, отражающейся в химическом составе, была использована с некоторыми изменениями треугольная диаграмма, предложенная Н. С. Спири [7], охватывающая системы SiO₂ — R₂O₃ — H₂O* и R₂O — RO — H₂O*. Кроме того, нами была введена третья диаграмма, где нанесены SiO₂ — Al₂O₃ — H₂O*, которая оказалась наиболее наглядной, так как показала группировку на отдельных полях составов тонкодисперсной фракции из аргиллитов пестроцветной и темноволновой свит. Для целей же наглядности диаграммам был придан вид равнобедренных треугольников (рис. 7 и 8).

Диаграмма SiO₂ — R₂O₃ — H₂O* показывает, что фигуративные точки, соответствующие составам аргиллитов, группируются в одно поле (внутри которого фигуративные точки пестроцветных и темноволновых разновидностей располагаются без всякой закономерности), окружаемое фигуративными точками, выражающими составы различных глинистых минералов. Ближе всего к аргиллитам приближаются точки, характеризующие иллит, бейделлит и монотермит. Более удалена гидрослюда, образовавшаяся по мусковиту, и еще дальше стоит каолинит, а с противоположной стороны монтмориллонит.

Диаграмма (рис. 7) SiO₂ — Al₂O₃ — H₂O* показывает, что фигуративные точки, соответствующие составам аргиллитов, группируются в одно поле, разделенное на две части, первая из которых соответствует фигуративным точкам анализов аргиллитов пестроцветной свиты, а вторая — темноволновой. Обе эти части окружены фигуративными точками, выражающими анализы различных глинистых минералов, притом точки для бейделлит-монтмориллонит-нонтронит-гидробитонита тяготеют к стороне треугольника, выражающей повышенные отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$, а гидрослюда (по мусковиту)-каолинита — к участку, где это отношение снижается

Таблица 3

Химический состав фракции меньше 1 микрона, выделенной из аргиллитов

№ образца	Свита	Показатели преломления			SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO	CaO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	Потеря при прокаливании	v	— H ₂ O	SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	Цвет порода
		N _D	N _F	N _B																		
103	Темноволновая	фр. < 0,001	1,573	1,590	0,017	46,42	26,60	9,68	1,02	0,04	1,34	2,50	0,48	2,79	не опр.	—	100,7	2,35	3,0	2,4	почти черный	
112	Темноволновая	< 0,001	1,585	0,010	45,49	25,58	12,28	0,98	0,17	1,59	2,79	0,58	2,77	—	—	8,30	100,52	2,60	3,0	2,3	темно-серый	
119	Темноволновая	< 0,001	1,587	1,574	0,013	43,42	25,18	15,23	0,98	0,09	1,44	3,17	не опр.	0,13	—	6,67	96,16	2,68	2,9	2,4	то же	
127	Темноволновая	< 0,001	1,576	1,593	0,017	41,50	26,14	15,67	1,24	0,17	0,87	3,30	0,80	2,57	не опр.	—	8,21	100,56	2,93	2,7	2,0	•
135	Темноволновая	< 0,001	1,588	1,574	0,012	45,37	24,86	12,82	1,24	0,07	1,51	3,50	0,42	3,26	0,11	0,14	6,69	100,03	2,41	3,2	2,9	•
136	Темноволновая	< 0,001	1,577	1,592	0,015	44,47	23,74	14,27	1,76	0,07	1,62	3,29	0,84	2,36	не опр.	—	7,61	100,03	2,83	3,2	2,3	•
149	Темноволновая	< 0,001	1,568	1,580	0,012	42,90	27,76	12,77	0,66	1,48	2,90	1,20	2,96	—	—	7,12	99,92	2,55	2,7	2,0	•	
159a	Темноволновая	< 0,001	1,586	1,578	0,008	43,06	23,22	15,53	1,24	0,12	1,38	4,69	0,65	2,30	0,12	0,17	7,61	100,09	2,26	3,1	2,9	•
278	Пестроцветная	фр. < 0,001	1,560	1,577	0,017	45,80	28,77	9,78	1,02	0,04	0,93	2,00	0,37	2,33	—	—	9,01	100,05	3,50	2,7	2,2	зеленово-серый (слаб. хлоритиз.)
278a	Пестроцветная	0,005—0,001	—	1,556	—	61,14	18,11	5,79	0,97	0,03	1,06	1,55	0,74	1,38	—	—	6,51	100,28	1,64	—	—	серый с зеленым оттенком
307	Пестроцветная	< 0,001	1,576	1,592	0,016	45,26	21,23	15,84	0,96	0,16	1,79	4,57	0,60	2,32	—	—	7,40	100,13	2,51	3,6	2,4	серый
323	Пестроцветная	< 0,001	1,602	1,590	0,012	45,09	19,16	15,24	2,50	—	1,88	4,95	0,69	2,79	—	—	8,25	100,54	2,00	4,0	2,6	то же
169	Пестроцветная	< 0,001	1,590	1,580	0,012	45,99	16,65	19,67	3,15	—	1,25	2,54	0,41	2,47	—	—	8,26	100,39	4,16	4,7	2,7	зелено-серый
183	Пестроцветная	< 0,001	1,569	1,590	0,012	43,18	23,09	11,38	1,23	0,14	1,60	5,78	0,60	2,64	—	—	8,07	100,31	3,28	3,2	2,4	серый

и увеличивается «гидротность» минерала. Точки же монотермита и иллита располагаются между первыми и вторыми.

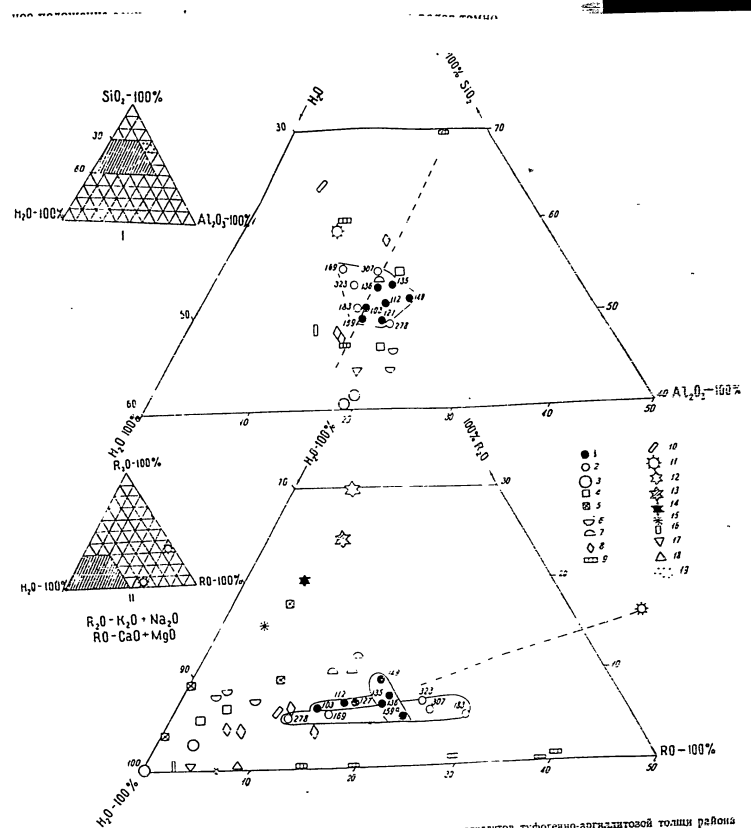
Поле расположения фигуративных точек, выражающих анализы пестроцветных аргиллитов, тяготеют к участку, характеризующемуся повышенным отношением $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$, т. е. к бейделлит-гидробийотит-монтермитовому, а наиболее близкими составами обладают бейделлитовые глины. Поле фигуративных точек, соответствующих анализам темноцветных аргиллитов, сдвигается в сторону снижения этого отношения. Иллит находится между двумя охарактеризованными полями. Точки составов монотермита окружают со всех сторон поле расположения точек темноцветных аргиллитов, наиболее близких им по составу.

На диаграмме отчетливо видно, что на одной прямой, характеризующейся постоянством отношения $\frac{SiO_2}{Al_2O_3}$, располагаются фигуративные точки составов некоторых бейделлитов и пестроцветных аргиллитов. Таким образом, пестроцветные аргиллиты близки к иллитам и монотермитам по соотношению SiO_2 к Al_2O_3 и к H_2O , но тяготеют к составу бейделлитов, что можно считать следствием того, что они образовались за счет одного материала и находятся на одной стадии разложения. Темноцветные аргиллиты также близки к иллитам и к тем типам монотермита, которые не далеки от каолинита, но имеют средний состав между иллитом (к которому приближаются) и разностями пестроцветных аргиллитов, близкими монотермиту. Произошли они за счет другого материала (перетолженного эффузивного, пирокластического и нормально осадочного) и находятся на более далекой стадии превращения (по пути каолинизации).

Характерно, что фигуративная точка обр. № 278 аргиллита из пестроцветной толщи сдвигается (по пути каолинизации) даже из предела распространения фигуративных точек темноцветных аргиллитов, что вполне естественно, так как кривая нагревания этого образца отмечает гидрослюдистый состав породы, содержащей примесь каолинита, а химический анализ показывает повышенное (в сравнении с другими) содержание глинозема. Этот образец был взят из самой верхней части пестроцветной свиты, где она (после большого перерыва) перекрывается нижнеюрскими осадками. Присутствие каолинита в породах этой части свиты может быть связано с выветриванием обнаженной поверхности свиты до трансгрессии среднеелайсового моря. Рядом с фигуративной точкой описываемого образца располагается точка обр. № 127 темноцветной свиты, который взят из зоны сильного смятия пород, где намечается серицитизация и по трещинкам очень слабо выражена каолинизация, т. е. появляются элементы метаморфизма.

Глинистые минералы аргиллитов туфогенно-аргиллитовой толши имеют высокое содержание окиси железа при значительном MgO что несвойственно распространенным гидрослюдистым глинам (содержание железа определялось в окисной форме вследствие присутствия органического вещества). вполне вероятно, что это явление связано с присутствием примеси гидратированных хлоритов, которая в некоторых образцах обнаружена термическим анализом. Железо в аргиллитах может присутствовать и в агрегатном состоянии.

Анализ графика $R_2O - RO - H_2O (R_2O - Na_2O + K_2O, RO - CaO + MgO)$ (рис. 8) показывает, что фигуративные точки составов пестроцветных и темноцветных аргиллитов располагаются почти параллельно основанию треугольника, что означает постоянство содержания R_2O при переменном значении H_2O и RO . Из этого поля выпадают только две точки — обр. № 149 и 135, анализы которых характеризуются более высоким содержанием щелочей. Наиболее изменчивым составом отличаются аргиллиты пестроцветной свиты — фигуративные точки их далеко растягиваются по полю от малых величин RO до самых высоких. Промежуют-



Точки на монотермита и иллита

ное положение занимают фигуративные точки глинистых минералов темноцветной свиты. Из аргиллитов последней свиты было выполнено сравнительно мало анализов, но они показывают, что аргиллиты одного разреза (из нижней части) сложены глинистыми минералами, в одинаковой степени гидратированными, но несколько отличающимися по содержанию щелочей. Аргиллиты же другого разреза (из верхней части свиты) близки по составу щелочей, но в разной степени гидратированы при общем относительно дегидратированном составе, что находится в зависимости от вторичных явлений (сильное смятие пород).

Известные в литературе иллита и гидрослюды, образовавшиеся за счет мусковита, характеризуются более высоким, чем аргиллиты изучаемого разреза, содержанием щелочей и меньшим количеством щелочеземельных. Фигуративные точки минералов, обедненных или не содержащих RO и R_2O (более гидратированных), занимают положение в левой нижней части треугольника. К ним относятся каолинит и некоторые монотермитовые глины. Часовярские монотермиты располагаются между точками каолинита и гидрослюды, образовавшейся по мусковиту. Стяжки некоторых монотермитовых глины располагаются между гидрослюдами и гидромусковитом. Фигуративные точки составов глинистых минералов, обедненных R_2O и H_2O и обогащенных RO , сдвигаются к нижней стороне и к правому углу треугольника (монтмориллонитовые глины).

Фигуративные точки, выражающие составы некоторых пестроцветных аргиллитов, находятся вблизи точек бейделлитов. Большая часть их располагается между полем развития гидрослюды и часовярских монотермитов, с одной стороны, и монтмориллонитов, с другой, вытягиваясь в одну линию, и характеризуется разной степенью гидратации и значительными вариациями в составе RO . Темноцветные аргиллиты, как мы отмечали выше, отличаются более постоянным содержанием воды.

Положение монотермитов и бейделлитов на диаграммах между основными видами глинистых минералов — каолинитом, монтмориллонитом и гидрослюдой — показывает их переменный состав, промежуточный между указанными минералами. Это хорошо согласуется и с предположением М. Ф. Викуловой о том, что они являются минералами-сростками структур каолинитовых и гидрослюдистых и монтмориллонитовых, у которых в одних случаях (бейделлитовых) преобладают монтмориллонитовые слои, у других (монотермитовых) — каолинитовые, но с одновременным присутствием и гидрослюдистых слоев. Если исходить из этого положения, то можно предположить, что аргиллиты темноцветной свиты представляют собой гидрослюды, измененные по пути каолинизации, у которых преобладают гидрослюдистые слои, но имеются и каолинитовые. В пестроцветной свите наряду с такими же составами аргиллитов преобладают глинистые минералы более сложного строения, в которых наряду с каолинитовыми и гидрослюдистыми слоями присутствуют и монтмориллонитовые. Кроме того, в аргиллитах имеется примесь хлорита и гидроксидов.

Различие двух свит, подчеркиваемое составом тонкодисперсной фракции аргиллитов, подтверждается и валовым химическим анализом их (табл. 4 и 5). Пестроцветная свита сложена аргиллитами с большим колебанием в составе SiO_2 , CaO , MgO , K_2O , Na_2O — H_2O и несколько меньшим абсолютным количеством Al_2O_3 и Fe_2O_3 в сравнении с темноцветной.

Таким образом подтверждается несколько большее разнообразие в составе аргиллитов темноцветной свиты, обогащение их глиноземом и оксидами железа. Макроскопически же создается впечатление, что, наоборот, аргиллиты пестроцветной свиты содержат больше окислов железа. Значительные колебания в составе различных окислов, в том числе и SiO_2 , в этих аргиллитах говорят об их смешанном составе, в темноцветной же они характеризуются сравнительным однообразием.

Таблица 4

Химический состав аргиллитов (валовый)

№ образца	SiO ₂		Al ₂ O ₃		Fe ₂ O ₃		TiO ₂	MnO	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	SO ₂	CO ₂	Потеря при прокаливании	t	-H ₂ O	Порода
	не определено	определено	не определено	определено	не определено	определено												
110	55,06	16,88	11,42	12,24	не определено	0,70	2,02	0,08	2,69	2,17	1,33	1,40	0,76	—	5,84	99,65	1,08	аргиллит темно-серый
119	57,72	19,12	12,24	12,37	то же	0,70	0,70	0,86	0,86	2,98	1,72	0,76	—	—	3,61	99,79	1,37	аргиллит почти черный
26	55,00	19,16	12,37	13,56	•	1,63	1,63	0,14	1,80	2,90	0,88	1,16	0,26	—	6,00	101,30	0,83	аргиллит темно-серый
127	52,00	18,57	13,56	•	•	1,47	1,47	0,12	2,60	3,86	1,57	1,41	0,35	—	4,26	100,37	1,08	аргиллит темно-серый
141	49,30	21,79	14,65	•	•	1,06	1,06	0,07	2,00	3,73	1,64	1,19	0,50	—	4,87	100,80	0,98	аргиллит темно-серый
153	54,28	18,03	14,29	•	•	1,09	1,09	0,08	2,03	2,77	0,94	1,27	0,41	—	4,67	99,96	0,92	аргиллит темно-серый
320	62,34	16,83	9,04	•	•	0,87	0,87	—	0,81	2,57	2,06	0,94	не определено	4,32	99,78	0,09	аргиллит зелено-серый	
338	48,79	19,92	13,72	•	•	1,51	1,51	—	3,46	5,04	1,49	1,95	0,10	—	4,08	100,14	0,78	аргиллит серооливково-зеленый
343	55,46	15,78	8,60	3,2	3,2	1,38	1,38	0,06	2,55	2,84	2,26	0,97	не определено	6,08	99,19	1,14	аргиллит коричнево-красный	
176	56,20	19,10	10,20	2,61	2,61	1,49	1,49	0,06	1,02	2,40	1,81	0,71	—	4,60	100,20	1,78	аргиллит коричнево-красный	
169	59,20	19,00	11,30	не определено	не определено	1,79	1,79	ст.	0,34	1,88	1,64	0,37	—	4,50	100,62	2,20	аргиллит зеленовато-серый	

Таблица 5

Колебания в составе окислов химических (валовых) анализов аргиллитов

Окислы	Аргиллиты темноцветной свиты	Аргиллиты пестроцветной свиты
-SiO ₂	49,30—57,72	48,79—62,34
Al ₂ O ₃	16,88—21,79	15,78—19,92
Fe ₂ O ₃	11,42—14,65	9,04—13,72
TiO ₂	0,70—2,02	0,87—1,74
CaO	0,86—2,69	0,33—3,46
MgO	2,90—3,86	1,45—5,04
K ₂ O	0,88—1,72	0,48—2,63
Na ₂ O	0,76—1,41	0,15—1,95
Потеря при прокаливании	3,61—6,00	4,32—6,04
-H ₂ O	0,83—1,37	0,78—2,20

НЕКОТОРЫЕ ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ

Для выяснения природы аргиллитов и условий их образования был выполнен ряд исследований (производились водные, солянокислые и содовые вытяжки, определялся состав обменных оснований, выполнен сокращенный полуквантитативный спектральный анализ, определены pH и содержание органического углерода).

Но большая часть этих исследований оказалась неприменимой или в малой степени использованной вследствие того, что глинистые породы туфогенно-аргиллитовой толщи подвергались не только диагенезу, но и интенсивному эпигенезу. Некоторые анализы не дали ожидаемых результатов из-за недостаточной разработки методики определения.

Определение pH водной вытяжки из аргиллитов, макрохимически не содержащих карбонатов, показало значения в границах 7,91—9,15 — естественные для щелочной среды. Однако породы изучаемой толщи сильно пересечены мелкими трещинками, заполненными карбонатами, отложенными циркулировавшими растворами, промытыми отложения, что не могло не сказаться на изменении состава пород.

Влияние растворов несомненно привело к тому, что воднорастворимые соли, могущие быть свидетелем реликтовых захороненной воды времени осадконакопления, с которыми связывается и состав обменных оснований, были в период эпигенеза в значительной степени изменены.

Щелочные условия в иде в период накопления осадков устанавливаются по наличию рассеянных кальцитовых конкреций и цементации кальцитом же алевролитов и мелкозернистых песчаников, с которым перестраиваются аргиллиты. Изредка наблюдающиеся в виде мельчайших рассеянных зерен пирит и сидерит отмечают восстановительную среду, которая создавалась в каких-то центрах, но удерживалась только на очень коротких расстояниях; устойчивой восстановительной среды не было. Малые количества пирита, по-видимому, должны связываться с относительно слабым (в сравнении с морем) минерализованной воды, обедненной сульфатным ионом. В темно-серых и черных породах вблизи разлагающихся, обугливающих мельчайших растительных остатков создавалась более кислая среда, приводящая к выпалению растворенного вещества в осадок, к появлению новообразований (кварц, каолинит, гидрослюда).

С целью выяснения наличия в аргиллитах легкорастворимого аморфного кремнезема (опала) применялись содовые вытяжки по методу, предложенному А. И. Пономаревым. Предполагалось, что при обработке

образцов пород в соответствующих условиях растворимая аморфная кремнекислота переходит в раствор. Своей цели этот метод не достигает, так как аморфная кремнекислота извлекается не полностью. В раствор же частично переходит кремнекислота различных минералов. По этому методу условно считается, что в пересчете полученных данных, после связывания кремнекислоты с растворившимся глиноземом (пересчет по формуле каолинита), остается свободная кремнекислота.

Анализ состава содовой вытяжки из аргиллитов (табл. 6) показывает совершенно ничтожное содержание «свободной» кремнекислоты, только в одном случае достигающее 0,14%, во всех других она не превышает 0,09 и в семи случаях полностью отсутствует. Относительно несколько более высокое количество ее было обнаружено в аргиллитах темноцветной свиты (хотя в трех случаях данные оказались отрицательными), что вполне естественно, так как породы ее обогащены органическим веществом, а кластический материал находится на более глубокой стадии разложения.

С четырех образцов были выполнены параллельные вытяжки из фракции меньше микроа, а не из валовой состава породы. Во всех случаях отмечено увеличение содержания аморфной кремнекислоты (0,28—0,61%) с одновременным увеличением растворенных полуторных окислов (0,28—0,68%), что указывает на более легкое растворение в содовых вытяжках силикатов тонкодисперсной фракции.

Очень малое в валовом составе количество кремнекислоты, извлекаемой вытяжками, указывает на далеко зашедший эпигенез пород, принимавший участие в складчатости и находившихся под большой нагрузкой.

Анализ воднорастворимых солей из аргиллитов (водные вытяжки) показывает очень небольшое содержание их (сухого остатка 0,12—0,25%) и хлоридно-сульфатно-гидрокарбонатный состав свойственный породам континентального происхождения, или сильно метаморфизованным водам, образовавшимся при интенсивном промывании (по трещинам и капиллярам) отложений. В составе солей сухого остатка, полученных из водных вытяжек аргиллитов темноцветной свиты, наблюдается большее разнообразие, чем у пород пестроцветной свиты, хотя также остающиеся в пределах значений гидрокарбонатных вод.

Несмотря на то, что туфогенно-аргиллитовая толща находилась под влиянием процессов складчатости и глинистые породы были подвергнуты значительному эпигенезу, слагающие их глинистые минералы не потеряли способности к обмену поглощенных катионов. Определение общей емкости производилось у породы, макроскопически не содержащей карбонатов (проба соляной кислотой на холоду), причем растворимые соли предварительно отмывались. Определение натрия и калия производилось универсальным методом К. К. Гедройца (вытеснялся Na и K кальцием углекислого кальция в токе углекислоты); обменный кальций и магний вытеснялись хлористым аммонием 0,5 N. В части анализов, где определялись только обменные натрий и калий, применялся метод К. Ш. Шатемирова, проверенный и несколько видоизмененный в лаборатории Института геологии Арктики Т. В. Котеневой (1953 г.). Определение общей емкости в некарбонатных породах производилось по методу П. В. Захарчука (1953 г.) и дало следующие величины. У аргиллитов темноцветной свиты емкость составляет $9,5 \frac{\text{мг экв.}}{100 \text{ г породы}}$ (обр. № 106), $12,03 \frac{\text{мг экв.}}{100 \text{ г породы}}$ (обр. № 127). У аргиллитов пестроцветной свиты наблюдаются весьма различные величины емкости — у обр. № 323 — 8,8, у обр. № 183 — 13,7, а у обр. № 278 достигает $17 \frac{\text{мг экв.}}{100 \text{ г породы}}$ породы. Емкость обмена каолинитовой глины Винницкого месторождения, определенная тем же методом, равна 6,07, а кембрийской глины гидрослюдистого состава из района 156

Таблица 6

Состав содовой вытяжки

Свита	№ образца	Из аргиллита (валовой)			Из фракции < 0,001 мм		
		SiO ₂ общая	Al ₂ O ₃	SiO ₂ свободная	SiO ₂ общая	Al ₂ O ₃	SiO ₂ свободная
Темноцветная	108	0,22	0,12	0,08	—	—	—
	111	0,17	0,16	нет	—	—	—
	112	0,17	0,08	0,06	0,72	0,44	0,28
	114	0,22	0,14	0,06	—	—	—
	127	0,21	0,09	0,08	0,80	0,28	0,48
	121	0,08	0,160	нет	—	—	—
	133	0,11	0,050	0,051	—	—	—
	1123	0,10	0,030	0,065	—	—	—
	1124	0,22	0,07	0,14	—	—	—
	133	0,11	0,050	0,051	—	—	—
	138	0,17	0,070	0,088	—	—	—
	119	0,09	0,080	нет	—	—	—
	154	0,22	0,11	0,09	—	—	—
	157	0,11	0,040	0,063	—	—	—
	1058	0,17	0,14	0,01	—	—	—
Пестроцветная	278	0,18	0,07	0,08	1,42	0,88	0,61
	284	0,09	0,05	0,02	—	—	—
	307	0,12	0,07	0,04	1,05	0,47	0,50
		0,15	0,06	0,06	—	—	—
	308	0,12	0,10	0,01	—	—	—
	1254	0,15	0,09	0,05	—	—	—
	322	0,13	0,18	не обн.	—	—	—
	337	0,08	0,09	• •	—	—	—
	345	0,15	0,14	• •	—	—	—
	1302	0,20	0,13	0,05	—	—	—
1388	0,20	0,19	нет	—	—	—	
1400	0,18	0,12	0,04	—	—	—	

г. Ленинграда $19,9 \frac{\text{мг экв.}}{100 \text{ г породы}}$. Величина же общей емкости у аргиллитов ниже, чем у обычных глини гидрослюдистого состава, что объясняется, с одной стороны, присутствием слагающих их несколько дегидратированных глинистых минералов, а с другой, их измененным составом. Аргиллиты же были подвергнуты воздействию подземных вод, содержащих бикарбонат кальция, и в результате обменных реакций они в значительной степени изменены в кальциевые глины. Кроме того, генезис аргиллитов туфогенно-аргиллитовой толщи необычен по сравнению с нормальными осадочными породами. В бассейне, где накапливались глинистые осадки, изредка попадали лаговые потоки, что естественно сопровождалось выделением газов и горячих паров, а так как его размеры, по-видимому, были ограничены, то это могло приводить к повышению минерализации и изменению качественного состава солей. Горячий пирокластический материал также изменял среду, но возможно в меньшей степени.

Естественно, что глинистые осадки подобного бассейна являются совершенно специфическими, отличными от нормально морских и типично континентальных.

Т. Н. Казмина [5] считает, что в поглощенном комплексе глин отношение $\frac{Na}{K}$, равное 2,5—3,5, говорит о морском происхождении майкопских монотермитовых глин. Н. С. Спиро [7] установил несколько меньшие величины, а отношение, достигавшее 3,4, показывает уже повышенную соленость. М. Ф. Викулова [2] использует коэффициент $\frac{Na+K}{Ca+Mg}$, а также содержание Na в одной вытяжке и приходит к заключению о том, что о среде образования (от континентальной до морской) можно судить по колебанию указанных величин.

Если же исходить из того, что отношение $\frac{Na}{K}$ (или из других коэффициентов) в обменных основаниях глинистых пород туфогенно-аргиллитовой толщи показывает степень и характер минерализации вод бассейна, в котором они образовались, то полученные опытные данные показали бы сильные колебания в солевом составе бассейна. Осадки пестроцветной свиты, вначале накопившиеся в континентальных условиях в опресненном бассейне, а затем в морском, выше сменялись бы осадками засоленной лагуны, в которой происходит и накопление отложений нижней части темноцветной свиты, но эта лагуна уже приобретает связь с морем. Затем этот бассейн изолировался и в его засоленном бассейне большое участие принимал вынос солей с континента. Потом на короткий срок возникла связь с морем, после чего опять устанавливался континентальный режим, который в самом конце опять обновлялся притоком морских вод.

В туфогенно-аргиллитовой толще минералы, индикаторы высокой солености вод, нигде не были обнаружены. Условия засоления (связанные с морем) лагуны вряд ли имели место. Можно предположить, что главную роль играл вынос солей с континента. Связь с морем могла возникать только на очень короткое время, но возможно, что ее не было вовсе. Нарисованная же выше на основании приведенных коэффициентов эволюция состава вод бассейна не может соответствовать действительности, так как заселявшие бассейн филлопеды должны были выдержать разнообразные условия обитания. Условия образования осадков туфогенно-аргиллитовой толщи были очень своеобразными, отличными от нормально осадочных, для которых разрабатывался метод с использованием обменных оснований. Полученные данные заставляют считать, что этот метод применим только в ограниченных рамках для пород слабо диагенезированных и которых процессы эпигенеза не касались или затрагивали в очень слабой степени.

Аргиллиты были подвергнуты исследованию при помощи солянокислых вытяжек (при нагревании в течение 1 часа в 10-процентной кислоте), которые показали очень незначительное содержание карбонатов, концентрирующихся главным образом в виде рассеянных конкреций, или обогащенных пород, переслаивающихся с аргиллитами. Карбонаты представлены кальцитом с небольшой примесью карбоната магния.

Солянокислая вытяжка переводит в раствор полутвердые окислы, находящиеся в аморфном состоянии, а также разрушает какую-то часть силиката в первую очередь легко растворимые магнелиевые силикаты. К сожалению, кремнекислота силикатов, разрушенных соляной кислотой, далеко не вся попадает в вытяжку. Значительная часть ее остается в нерастворимом остатке. Таким образом, ввиду несовершенства методики эта кремнекислота не может быть учтена при увязке данных анализа солянокислой вытяжки.

У аргиллитов темноцветной свиты (если исключить из раствора карбонаты) в вытяжку переходит 18,5—34% вещества, в аргиллитах пестро-

цветной — 13,5—32%. Иными словами породы последней характеризуются большим разнообразием своего состава, чем первой. Карбонат в солянокислой вытяжке из аргиллитов составляет совершенно незначительную часть — от 1—3 до 10%, преобладают же в ней полутвердые окислы MgO и SiO₂. Нужно отметить, что вытяжки из аргиллитов пестроцветной свиты (по сравнению с таковыми из темноцветной) показывают больше колебания в содержании глинозема, несколько пониженное количество Fe₂O₃ и большие изменения в количестве MgO, а в некоторых случаях особенно высокое содержание окиси магния (3,43—4,05). Соединения железа определялись в виде окиси, но, вероятно, часть из них, а в темноцветной свите, по-видимому, большая, присутствует в виде закиси. При сравнении состава солянокислой вытяжки, из пород туфогенно-аргиллитовой толщи и всего вышележащего разреза мезозоя, только в первой устанавливается наиболее повышенное и устойчивое содержание глинозема. Относительно же высокое содержание полутвердых окислов можно объяснить обилием пирокластического материала, стекловатое состояние которого пришло к более легкому (в сравнении с кристаллическим веществом) растворению в соляной кислоте.

Содержание микроэлементов и С органического в аргиллитах Таблица 7

Свита	Разрез	V	Ni	Cr	Cu	С орг.
		V кл	Ni кл	Cr кл	Cu кл	
Темноцветная	верхняя часть первый разрез	0,73—1,13	0,86—1,16	0,60—1,05	0,69—1,00	0,49—1,51
	нижняя часть второй разрез	0,66—1,13	1,16—1,37	6,85—1,30	0,75—1,30	0,21—0,87
Пестроцветная	третий разрез	0,87—1,33	0,89—1,38	0,85—1,35	0,54—1,90	0,10—0,32
	четвертый разрез	0,39—1,53	1,05—2,38	0,90—1,85	0,50—2,50	0,05—0,25

Своеобразную характеристику каждой из изученных свит дополняет распределение в них микроэлементов. Были выполнены спектральные количественные анализы на небольшое количество элементов V, Cr, Ni и Cu (табл. 7). Отношение их величин к кларковому количеству, близкое к единице, характеризуют аргиллиты верхней части темноцветной свиты. Аналогичные отношения, но несколько повышенные, отмечаются по образцам аргиллитов нижней части темноцветной свиты. Только один образец, взятый из этой свиты между интрузиями траппов, дал очень низкую величину. Повышенными же значениями этого отношения характеризуются аргиллиты пестроцветной свиты. Притом аргиллиты этой свиты из разреза, расположенного в своде антиклиналя, отличаются содержанием микроэлементов не только от аргиллитов темноцветной свиты, но и от пестроцветных аргиллитов другого разреза; в них $\frac{V}{V кл}$ и $\frac{Cu}{Cu кл}$ наблюдаются в самых разнообразных величинах — от самых малых до очень больших. Тела магматического происхождения и туфы оказывают специфическое влияние на контактирующие с ними аргиллиты, сказывающееся в том, что в последних содержание анализировавшихся элементов в некоторых случаях резко падает, в других — очень сильно поднимается. Резкое отклонение величины содержания некоторых микроэлементов от их кларкового количества и одновременно малое содержание органического вещества в аргиллитах пестроцветной свиты знаменует большие отличия условий образования этих слоев от таковых темноцветной свиты. Периодическое выпадение в период накопления осадков пестроцветной свиты пепла в области литания, снос его с берегов, а также непосредственное попадание из воздуха, обуславливали большие колебания в составе микроэлементов.

Осадки темноцветной свиты накапливались в однообразных условиях, из области питания материал попадал разложивший и усредненный. Естественно, что количества микроэлементов в них находились близко к кларковому. Особенным однообразием и большим разложением обломочного материала характеризуется самая верхняя часть отложений этой свиты, наиболее обогащенная органическим углеродом.

Установленное влияние интрузий на непосредственно контактирующие с ними осадочные породы, сказывающееся в содержании микроэлементов, представляет большой интерес. Количественный же спектральный анализ на содержание некоторых микроэлементов может явиться методом (после специальных исследований) для распознавания по керну скважины наличия верхней контактной зоны интрузии (в отличие от эффузива) в тех случаях, когда сам контакт не может быть изучен.

И. М. Страхов (1955 г.) установил, что присутствие в осадочных породах органического С связывается с увеличением содержания Ni и V, с очень слабым возрастанием содержания Си и не сказывается на содержании Cr. Изучение распространения этих элементов по отдельным типам пород привело к заключению о том, что V, Cr и Ni мигрируют в сорбированном виде на глинистых частях, в переносе же Си значительную роль играют истинные растворы. Высвобождение этих элементов связывается с интенсивным химическим выветриванием на континенте, а затем с обогащением ими тонкозернистых пелитических отложений. В прибрежно-морских же осадках содержание перечисленных элементов падает.

Туфогенно-аргиллитовая толща накапливалась в условиях озерных, лагуновых, может быть даже не имевших связи с морем. Влияние вулканической деятельности было огромно, особенно в период накопления пестроцветной свиты. Естественно, что установившиеся закономерности в накоплении микроэлементов в морских осадках здесь подавляются массой вулканического материала, попадавшего в осадок и создававшего отклонения от кларкового количества, то в сторону уменьшения, то некоторого увеличения содержания микроэлементов. Сопоставление содержания вещества по количеству микроэлемента в породе и содержания органического вещества показывает, что только в породах темноцветной свиты увеличенному количеству Ni, как правило, соответствует высокое содержание органического вещества. В тех же породах, но пестроцветной свиты, подобная связь уже не наблюдается, также она не устанавливается в содержании других микроэлементов.

Исследование аргиллитов туфогенно-аргиллитовой толщи нижнего триаса Усть-Енисейского района, проведенное различными методами, показало, что они сложены главным образом, гидрослюдами, которые в аргиллитах пестроцветной свиты характеризуются своими особенностями, отличными от гидрослуд аналогичных пород темноцветной свиты.

В пестроцветной свите аргиллиты окрашены в различные цвета, причем для них наряду с серыми характерно присутствие красных, коричневых и зеленых расцветок. Органическое вещество содержится в них в ничтожных количествах, что вообще естественно для пестроцветов, а содержание микроэлементов подвержено значительным колебаниям — от очень малых (в сравнении с кларковыми) до увеличенных (Си, V) или от кларковых до также повышенных (Ni, Cr). Тонкодисперсная фракция этой свиты сложена несколькими минералами: главным образом гидрослудой с примесью осветленных гидроксидов, а в некоторых случаях присутствует и примесь каолинита. Встречаются породы, у которых более крупные фракции сильно обогащены железисто-магнезиальным хлоритом. Гидрослюда тонкодисперсной фракции характеризуется особенностями, которые дают основание считать, что она в большей мере изменена по пути превращения в бейделлит. Об этом свидетельствует размытость контуров частиц минерала, наблюдаемая под электронным микроскопом у ряда аргиллитов, величина светопреклонения и дупреломления ориентирован-

160

ных агрегатов, большая коллоидальность, которая видна и по химическому составу (увеличенное количество гидроскопической воды, поведение в жидкости ориентированных агрегатов глинистых частиц, в химическом составе большим отношением SiO_2 и Al_2O_3). Аргиллиты этой свиты от пород темноцветной отличаются несколько меньшим содержанием переходящей в содовую вытяжку кремниесоды и, наоборот, большим количеством вещества, растворимого в соляной кислоте, сильными колебаниями величин глинозема и магнезия в этом растворе, а в некоторых случаях — очень сниженным количеством окислов железа.

Аргиллиты же темноцветной свиты характеризуются большим количеством органического вещества. Микроэлементы в них содержатся в количествах, близких кларковым, светопреклонение и дупреломление ориентированных агрегатов находится в более узких границах, чем они были установлены у пород пестроцветной свиты, не выходящих из границ, установленных для гидрослуд. Химический анализ показывает, что в тонкодисперсной фракции аргиллитов темноцветной свиты гидроскопическая влага находится в небольших и постоянных количествах. Весь химический состав ее более однороден, в сравнительно узких границах колеблется отношение SiO_2 к Al_2O_3 . Эти аргиллиты находятся на более далекой (по пути каолинизации) стадии превращения.

Все эти данные показывают, что состав глинистых минералов аргиллитов обеих толщ является близким, но не тождественным. Обнаруженные в них отличия находят свое объяснение, с одной стороны, в разных условиях области питания кластическим и коллоидальным материалом, а с другой, в различных путях разложения состава и превращения его до заочернения. Степень и направленность диагенеза осадка и превращения его в твердую породу также не были одинаковы.

В период накопления пестроцветной свиты имела место интенсивная вулканическая деятельность. Осадки, как в области питания, так и накопления, были богаты продуктами извержения и одновременно бедны органическим веществом. Как известно, пеплы, опускавшиеся в морской бассейн, дают начало монтмориллонитовым глинам. В условиях же накопления пестроцветной свиты как продукты разрушения,носимые с континента, так и примесь пепла к ним, преобразовались в гидрослуду и хлорит. Гидрослуда в большей части слоев оказалась измененной, приобрела свойства, приближающие ее к бейделлитам, которые, в ряде стадийных изменений глинистых минералов, являются шагом по пути превращения гидрослуды в монтмориллонит.

Отложения темноцветной свиты накапливались в период сильного сокращения вулканической деятельности. В области питания могла развиваться растительность. При участии органического вещества происходило интенсивное выветривание, продукты которого, так же как и органическое вещество, сносились в бассейн, в котором шло дальнейшее превращение тонкого материала в гидрослуду, значительно измененную по направлению приближения к каолинитам.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Видулова М. Ф. О новейших методах исследования глинистых минералов. Труды все союз. работ. минерал.-петрограф. лаборат. Минист. геол. и охр. недр СССР, 1955.
- 2 Видулова М. Ф. Доклад о новых данных о монтмориллите и бейделлите на научной сессии Федоровского института. Зап. Вест. минерал. общ., ч. 84, вып. 4, 1955.
- 3 Гинзбург И. И. и Руквич И. Ю. Минералы древней коры выветривания Урала. Изв. Геол. ин-та АН СССР, 1951.
- 4 Гинзбург И. И. Стадийное выветривание слюд и хлоритов. Вопросы петрографии и минералогии, т. II, АН СССР, 1953.
- 5 Казмина Т. И. К геохимическому изучению майкопских отложений Западного Предкавказья. Геол. сб. № 1 Тр. ВНИГР, № 28, 1949.
- 6 Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин. 11 Тр. ИИГА, т. 67.

161

и некоторые выводы по минералогии и генезису глины вообще. Труды Инст. геол. наук АН СССР, вып. 95, 1948.

7. Спиро Н. С., Грамберг И. С. и Вокк Ц. Л. О границах изменений химического состава глинистых минералов, Докл. АН СССР, т. 100, вып. 4, 1955.

8. Страхов Н. М., Раднонова К. Ф., Залманзон Э. С. К геохимии нефтеносных отложений. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 155, 1955.

9. Страхов Н. М. и Залманзон Э. С. Распределение аутигенно-минералогических форм железа в осадочных породах и его значение для литологии. Изв. АН СССР, № 1, 1955.

10. Яржемская Е. А. Вещественный состав галопеллитов. Материалы по детрограф. районов соленаккопления. Тр. Инст. галургии, вып. 29, 1954.

Ю. П. БАРАНОВА, С. Ф. БИСКЭ,
А. П. ПУМИНОВ

ПАЛЕОГЕОГРАФИЯ БАССЕЙНОВ ВЕРХНИХ ТЕЧЕНИЙ РЕК ОЛЕНЕК И МАРХИ

Излагаемые в настоящей статье выводы преимущественно по палеогеографии бассейнов верховьев рр. Оленек и Мархи в четвертичном периоде базируются на анализе и обобщении материалов геологических съемок и маршрутных геолого-геоморфологических исследований экспедиций и тематических партий Института геологии Арктики за 1952—1954 гг.

В статье, кроме материалов, собранных авторами в 1952 и 1953 гг., нашли отражение данные Н. А. Борщевой, В. Е. Савицкого, Р. Ф. Соболевской, А. В. Зиза, О. А. Иванова, Ф. И. Иванова, А. Н. Наумова, З. И. Яшиной и других, изучавших геоморфологию и четвертичные отложения рассматриваемой территории.

Геоморфологическое дешифрирование аэрофотоснимков было произведено Ю. П. Барановой и С. Ф. Бискэ. А. П. Пуминов увязал результаты спорово-пыльцевых анализов четвертичных отложений, выполненных, в основном, Ф. М. Левинной и М. В. Барковой, и дал палеогеографическую интерпретацию этих анализов.

Предлагаемая краткая палеогеографическая характеристика бассейнов верхних течений рр. Оленек и Мархи освещает, главным образом, четвертичный период. Вместе с тем, здесь излагаются и некоторые данные о дочетвертичной истории района, которые дает анализ его рельефа и геологического строения.

Можно считать, что исследуемый район, будучи расположен в северной части платформы на периферии Анабарского щита, в течение нижнего и среднего палеозоя находился в условиях шельфового моря. Правильность такого предположения доказывается распространением в пределах района более или менее мелководных осадков кембрийской, ордовикской, силурийской и, отчасти, девонской систем. Относительно географических условий каменноугольного периода в пределах территории говорить трудно, поскольку отложения указанного возраста здесь отсутствуют, однако установленное недавно распространение каменноугольных известняков в бассейне р. Котуй, а также в среднем течении р. Оленек дает основание предполагать морской режим района и в это время.

Пермский период ознаменовался формированием здесь суши, о чем свидетельствуют сохранившиеся на Оленек-Вильюйском междуречье конгломераты и песчаники предположительно пермского возраста. Ввиду слабой изученности пермских (?) отложений, источники сноса и способ формирования их остаются до сих пор в значительной мере неизвестными. Установлено лишь, что галечный материал конгломератов в основ-

ной своей части предположительно происходит из области распространения протерозойских пород, известных в юго-восточной части Сибирской платформы. Дотрапповый возраст конгломератов доказывается отсутствием в них галек пород трапповой формации и интрузивов их силами. О происхождении туфов в настоящее время трудно сказать что-либо определенное, ввиду их слабой изученности. По предварительным и весьма неполным данным можно предполагать залегание туфов как в трубках взрыва, так и в форме скопленных выбросов вулканических аппаратов, уцелевших от размыва во впадинных рельефах.

На грани верхней перми и нижнего триаса консолидированная глыба платформы подверглась разломам, по которым произошел быстрый подъем больших количеств базальтовой магмы, по-видимому, с больших глубин, что подтверждается однообразием траппов в многочисленных силах и дайках района. Внедрение траппов в осадочные толщи палеозоя произошло в условиях континентального режима и сопровождалось частичным захватом вмещающих траппы пород, в том числе, например, отдельных галек пермских (?) конгломератов.

Спящая трапповыми интрузиями в единое целое Сибирская платформа, в северной ее части, уже не подвергалась значительным разломам, а испытывала лишь отдельные прогибания, которые имели локальный характер и служили участками аккумуляции продуктов сноса, вплоть до четвертичного периода, когда они были выполнены ледниковыми отложениями.

Можно думать, что в течение всей постпермской истории геологического развития Оленек-Мархинский район, очевидно, находится вне областей морских трансгрессий, поскольку никаких следов наличия осадков мезозоя и кайнозоя здесь не сохранилось. Более того, весьма вероятно, что все это время район развивался в континентальных условиях и подвергался длительному процессу денудации, в ходе которого происходила непрерывная планация его рельефа, а также снос продуктов выветривания в двух генеральных направлениях — к Ленско-Вилуйскому погружению и к Таймырской депрессии.

Обширные пластовые интрузии траппов оказывали в течение длительного времени бронирующее воздействие на рельеф плато, замедляя процесс денудации подстилающих толщ осадочных пород, и, в конечном итоге, определяли главные гипсометрические соотношения его рельефа. Трудно сказать, сколько ярусов мощных интрузивных залежей было разрушено в ходе длительной денудации, но несомненно, что Оленек-Вилуйское междуречье обязано своим возвышенным положением по отношению к остальному Оленекскому плато в значительной мере именно широкому распространению на нем траппов как в настоящее время, так и в течение всего предшествующего континентального периода.

Длительная денудация этого участка Сибирской платформы и снос с нее продуктов выветривания в примыкающие к платформе понижения свидетельствуют о преобладании в мезозое движений положительного знака.

Наряду с общим поднятием платформы, которое, начиная с юрского периода, становится особенно интенсивным, в отдельных участках ее, в частности, в пределах Муруктинской впадины, уже в верхнем мелу — плиоцене происходили местные погружения. По-видимому, такие погружения были распространены также в пределах Аганьлийской впадины, на западной окраине которой, близ устья р. Мойеро, были найдены континентальные пески и глин, содержащие пыльцу и опоры широколиственных пород, характерных для верхнего мела — палеоцена.

Едва ли подлежит сомнению, что наличие тех или иных неровностей рельефа платформы, сложившихся в результате длительной денудации литологически разнородных участков, в пределах описываемого района и примыкающих к нему других территорий северной части платформы,

в сочетании со значительной влажностью климата в верхнем мелу и в третичном периоде, не могли не обусловить первоначальное заложение основных направлений стока гидрографической сети. В дальнейшем эти направления были закреплены и приобрели морфологическую определенность в виде основных речных долин, таких, как долины рр. Оленек, Аргасалы и Мархи. Явлением, стимулировавшим формирование назван-

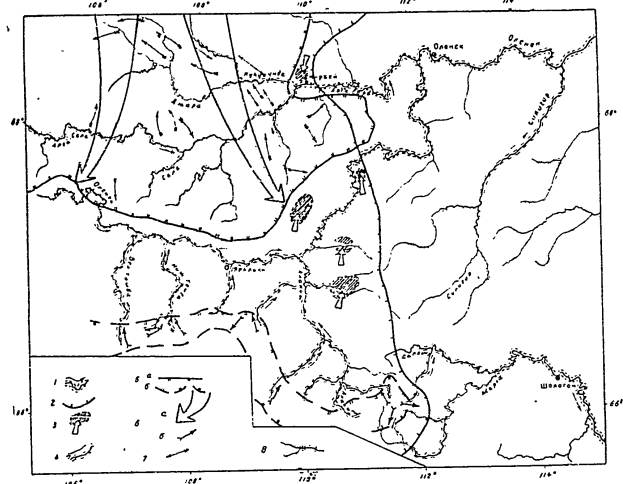


Рис 1 Палеогеографическая карта-схема бассейнов верхних течений рр Оленек и Мархи для четвертичного периода. Составили Ю. П. Баранова, С. Ф. Бисёз и А. П. Пуминов, 1954 г.

1 — доледниковая речная долина и направление стока по ней; 2 — граница распространения ледниковых отложений закарельского покровного оледенения; 3 — участки скопления ледниковых отложений восточной части оледенения с указанием направления их прихода; 4 — межледниковые речные долины и направление стока по ним; 5 — граница распространения ледниковых отложений зырянского покровного (а) и горно-долинного (б) оледенения; 6 — направление переноса ледниковых отложений зырянского покровного (а) и горно-долинного (б) оледенения; 7 — направление стока талых ледниковых вод в течение убывания зырянского ледникового покрова; 8 — послеледниковые речные долины и направление стока по ним.

ных речных долин, послужило резкое поднятие северной части платформы, отмечаемое для конца третичного и начала четвертичного периодов [6].

Представляется весьма вероятным, что уже в раннечетвертичную эпоху нижнего отдела долина р. Оленек в пределах данной территории была достаточно определенно выражена на всем ее современном протяжении от Алакита до Силлигиря (рис. 1, 2), а долина р. Аргасалы вплоть до устья р. Кукухунды или даже несколько выше последней (рис. 3) ¹. Долина р. Мархи протягивалась вверх по течению современной р. Мархи, примерно до устья р. Далдына.

¹ Данные по истории формирования отложений, рельефа, гидросети и растительности даны в табл. 1.

Основанием для такого предположения в отношении долины р. Арга-салы служат данные спорово-пыльцевого спектра песчано-галечных аллювиальных отложений 50-метровой террасы долины на участке близ сел. Кирбей.

Указанный спектр свидетельствует о распространении в Оленек-Мархинском районе во время отложения осадков данной террасы смешан-

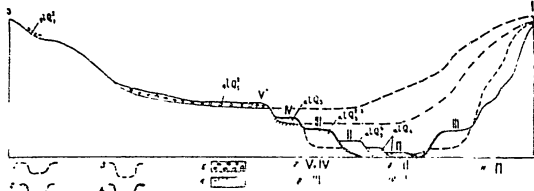


Рис. 2. Схема развития долины р. Оленек в четвертичном периоде на участке ниже устья р. Алакит. Составила Ю. П. Баранова.

1 — доледниковая речная долина; 2 — речная долина постмаксимального оледенения; 3 — межледниковая речная долина; 4 — послеледниковая (послеэрикская) речная долина; 5 — продукты размыва ледниковых отложений максимального оледенения; 6 — аллювиальные отложения; 7 — межледниковые террасы; 8 — терраса позднеэрикская — каргинского возраста; 9 — эрикская надпойменная терраса; 10 — современная терраса; 11 — пойма.

ных лесов с значительной примесью (или массивами) широколиственных пород и с участками степей. Очевидно, если в районе сел. Кирбей уже были сформированы аллювиальные отложения столь значительной мощности, то долина р. Арга-салы должна была еще ранее иметь

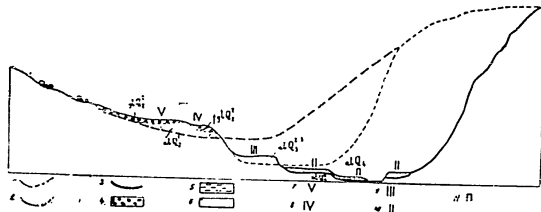


Рис. 3. Схема развития долины р. Арга-салы в четвертичном периоде на участке близ сел. Кирбей. Составила Ю. П. Баранова.

1 — доледниковая речная долина; 2 — межледниковая речная долина; 3 — послеледниковая речная долина; 4 — продукты размыва ледниковых отложений максимального оледенения; 5 — водно-ледниковые отложения века максимального оледенения; 6 — аллювиальные отложения; 7 — погребенная ледниковыми отложениями доледниковая терраса; 8 — межледниковая терраса; 9 — терраса позднеэрикская — каргинского возраста; 10 — терраса сарганского века; 11 — современная терраса.

достаточно оформленный вид не только здесь и ниже, вплоть до устья ее, но и несколько выше по течению, по крайней мере до устья р. Кукухунды. Такое предположение подкрепляется данными по изменению морфологии самой долины р. Арга-салы, на участке выше устья р. Кукухунды и в ее низовьях.

На указанном участке хорошо разработанная долина р. Арга-салы сменяется вверх по течению реки узкой и глубоко врезанной долиной, которая совершенно определенно имеет более молодой облик.

По долинам рр. Оленек и Мархи авторы не располагают материалами, которые могли бы подтвердить правильность предположения о раннечетвертичном происхождении этих долин на нижних отрезках исследованных участков. Тем не менее, пользуясь сравнением с долиной р. Арга-салы и принимая во внимание некоторые морфологические черты долин рр. Оленек и Мархи, можно высказать предположение о возрасте последних.

Обращаясь к долине р. Оленек, можно считать вполне обоснованным существование ее на всем протяжении современной р. Оленек от устья р. Арга-салы и ниже еще до образования отложений пятой террасы р. Арга-салы, поскольку последние уже тогда должны были впадать в р. Оленек. Бесспорно также, что долина р. Оленек была хорошо выражена и выше устья р. Арга-салы. Вопрос, следовательно, сводится к тому, как далеко протягивалась долина р. Оленек вверх от устья р. Арга-салы в эпоху отложения в долине последней аллювия пятой террасы.

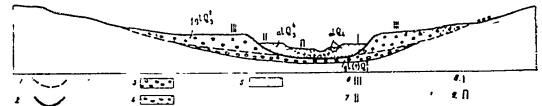


Рис. 4. Схема развития долины р. Оленек в четвертичном периоде на участке от устья р. Верхней Томбы до устья р. Алакит. Составила Ю. П. Баранова.

1 — межледниковая долина; 2 — послеледниковая (послеэрикская) речная долина; 3 — продукты размыва ледниковых отложений максимального оледенения; 4 — водно-ледниковые отложения; 5 — долина эрикского века; 6 — аллювиальные послеледниковые отложения; 7 — терраса позднеэрикская — каргинского возраста; 8 — современная надпойменная терраса; 9 — пойма.

Долина р. Оленек довольно определенно меняет свой облик вблизи устья р. Алакит. Ниже его по течению она хорошо разработана, глубоко врезана, имеет комплекс высоких террас, из которых отложения верхней террасы были образованы во время максимального оледенения и датируются верхним подотделом среднего отдела четвертичного периода.

Напротив, выше устья р. Алакит, долина р. Оленек производит впечатление слабо разработанной, не имеет закрепленных излучин, глубина врезки ее здесь менее значительная, а склоны по направлению к истокам все более выполаживаются. Исходя из приведенных данных, участок долины р. Оленек близ устья р. Алакит представляется возможным считать соответствующим верхнему пределу распространения его древней долины в раннечетвертичную эпоху (рис. 4).

Пользуясь аналогичными сопоставлениями и анализом морфологии долины р. Мархи, следует считать, что поскольку четвертая надпойменная терраса последней известна на участке долины несколько ниже сел. Шологон, то, очевидно, долина р. Мархи была выработана до образования отложений этой террасы, возраст нижних горизонтов которых определяется веком максимального оледенения. Долина, в которой сформировалась четвертая терраса р. Мархи, должна была иметь значительные размеры и могла образоваться лишь в результате длительной эрозии, очевидно, в течение века, предшествующего максимальному оледенению, а также, по-видимому, в части раннечетвертичной эпохи. В пользу древнего происхождения долины р. Мархи, выше сел. Шологон, примерно до устья р. Дадды, говорит только морфологический облик долины, причем здесь, в отличие от рр. Оленек и Арга-салы, не выделяется столь контрастной разницы между долиной, сформированной в доледниковое время, и долиной, образованной после максимального оледенения.

Петрографический состав обломочного материала четвертой террасы р. Мархи наводит на мысль о том, что долина р. Мархи во время формирования этой террасы не могла проникать в область значительного распространения пород трапповой формации, но в то же время достигала области широкого распространения кварцевых конгломератов, которые в то время или имели более широкое распространение, или были перемещены ледниками максимального оледенения в бассейне р. Мархи. В среднем отделе четвертичного периода бассейны верхних течений рр. Оленек и Мархи подверглись оледенению, которое было вызвано резким похолоданием климата.

По общей для севера Сибири схеме В. Н. Сакса это оледенение именуется максимальным и параллелизуется с днепровским оледенением Русской равнины.

Во время максимального оледенения в пределах района образовались скопления фирнового льда, по-видимому, не отличавшегося сколько-нибудь значительной мощностью или большой активностью движения. Судя по составу ледниковых отложений, основной снос обломочного материала происходил, с одной стороны, из области Анабарского кристаллического массива и, с другой, — с Оленек-Вилуйского междуречья, которые в то время уже занимали достаточно возвышенное положение по отношению к Оленекскому плато, а тем более к Аганьлийской равнине-впадине, и представляли собой, таким образом, центры распространения ледниковых покровов.

Ледниковые покровы, нараставшие в северном и южном направлениях по периферии от этих двух центров, по-видимому, смыкались между собой где-то в пределах Оленекского плато. Однако в настоящее время установить границу их смыкания невозможно ввиду того, что впоследствии оставленные ими отложения были перекрыты более молодыми образованиями второго, так называемого, зырянского оледенения.

Восточная граница распространения ледникового покрова максимального оледенения в пределах бассейна р. Оленек тяготеет к меридиану 111° в. д., несколько отклоняясь от него к западу в северной части района и к востоку в верховьях р. Мархи.

Таким образом, устанавливаемая нами граница распространения ледников максимального оледенения отражает новые данные и вносит коррективы в существовавшие ранее представления В. Н. Сакса (1953 г.) о том, что верховья р. Оленек не покрывались льдами.

Правильность принятых представлений доказывается довольно многочисленными находками ледниковых отложений максимального оледенения в пределах Оленекского плато, вне области распространения более четко выраженных форм зырянского оледенения. На палеогеографической схеме показаны участки развития реликтов аккумулятивных ледниковых форм в виде моренных холмов и россыпей ледниковых валунов, установленных в ряде мест на междуречье Алакита и Силигира, в верховье р. Чоной-Мойндата и по левобережью р. Оленек, между рр. Кенюлях и Бердакит.

Низовья р. Арга-салы, примыкающий к ним участок долины р. Оленек и весь бассейн р. Силигир, равно как и большая часть бассейна верхнего течения р. Мархи, вовсе не несут каких-либо следов оледенения.

Вследствие малой мощности ледникового покрова речные долины, существовавшие до оледенения, были лишь частично заполнены льдом и, по мере таяния его, сток талых вод ориентировался в соответствии с уклонами коренного рельефа. Этим обстоятельством, по-видимому, и объясняется наследование основных направлений доледникового стока в межледниковое время.

В эпоху максимального оледенения в долине р. Арга-салы были сформированы валунные галечники верхней части разреза пятой тер-

расы близ сел. Кирбей. Можно предполагать, что указанные отложения представляют собой морену ледникового покрова, распространявшегося от Анабарского массива к Оленекскому плато. Ледниковые отложения здесь залегают поверх уцелевшего от размыва останца раннечетвертичных песчано-галечниковых аллювиальных отложений пятой террасы долины р. Арга-салы.

В долине р. Оленек в эпоху максимального оледенения происходит образование покрова ледниковых отложений, в которых позднее, в начале межледникового века, была сформирована пятая скульптурная терраса.

В долине р. Мархи к эпохе максимального оледенения относится образование галечников и песков, залегающих в основании разреза четвертой надпойменной террасы.

Как на р. Оленек, так и на р. Мархе, в составе ледниковых отложений отсутствуют породы анабарского докомбрия, а преобладают аналогичные тем, которые известны на Оленек-Вилуйском междуречье. Принимая во внимание данные Я. И. Полькина (1954 г.) и С. А. Стрелкова (1954 г.) о распространении ледникового покрова к востоку от Путорана, в пределах Муруктинской низменности, а также более ранние данные В. Г. Дитмара [3] о наличии следов оледенения в верховьях р. Вилуй, мы должны признать, что орографические условия Оленек-Вилуйского междуречья были не менее благоприятными для образования в его пределах ледникового покрова. Однако мощность последнего здесь должна была быть несколько меньшей, чем на западе, исходя из представления об уменьшении влажности воздуха над Средне-Сибирским плоскогорьем по мере продвижения воздушных масс на восток.

Основной формой оледенения в Оленек-Мархинском районе, в силу его физико-географических условий, должно было быть фирновое поле и лишь на отдельных возвышенностях могли образовываться местные ледниковые шапки.

Новый отдел четвертичного периода в пределах Оленек-Мархинского района знаменуется резким потеплением климата, в результате чего уже в начале его повсюду в пределах района исчезают ледниковые покровы, за исключением может быть Аганьлийской равнины, где в силу орографического положения некоторое время могли еще сохраняться глыбы мертвого льда.

Климатические условия межледникового века определяются по составу растительности, устанавливаемой данными спорово-пыльцевых анализов межледниковых отложений. Последние свидетельствуют о преобладании в районе широколиственных и лиственных лесов с незначительной примесью широколиственных пород (исключая бассейн р. Арга-салы) и значительным развитием сфагновых болот, что, по-видимому, указывает на менее теплые и более влажные условия межледниковья по сравнению с раннечетвертичным, доледниковым временем.

Развитие рельефа района в межледниковый век происходило при участии тех эпейрогенических колебаний незначительной амплитуды и преимущественно положительного знака, которые в большей или меньшей мере испытывала вся северная часть Средне-Сибирского плоскогорья.

В течение межледниковой эпохи энергичное развитие должны были получить денудационные процессы в широком смысле этого слова, в том числе, прежде всего, эрозионные.

Развитие эрозионных процессов привело к углублению главных речных долин района, наращиванию их вверх по течению и к возникновению системы долин притоков основных рек.

Процесс формирования речных долин, естественно, повлиял на развитие рельефа обширных участков междуречий, которые в разных частях района имели неодинаковый литологический состав слагающих их пород; на западе эти участки покрыты ледниковыми отложениями, на

востоке они были свободны от последних и, кроме того, испытывали неравномерное эпейрогеническое поднятие.

В сложном сочетании перечисленных факторов рельефообразования, при ведущем значении денудационных процессов, происходило постепенное формирование различных морфогенетических типов рельефа плато, которые впоследствии претерпели дальнейшее развитие и образовали ряд типов рельефа единой структурно-денудационной категории.

Долина р. Оленек в межледниковье достигла, по крайней мере, устья р. Верхней Томбы. В это же время сформировались основные долины ее правых притоков — от р. Верхней Томбы до р. Силигира включительно.

Долина р. Арга-салы возросла вверх по течению еще на несколько десятков километров выше устья р. Кукухунды (рис. 5), а р. Мархи сформировалась на всем своем протяжении до устья р. Сохолоха, включая последнюю, а также наиболее крупные притоки р. Мархи, также,

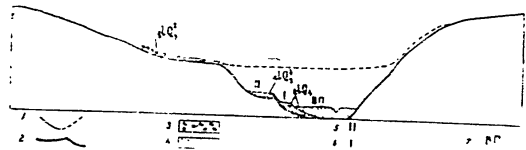


Рис. 5 Схема развития долин рр Арга-салы и Кукухунды в четвертичном периоде на участках, расположенных выше их слияния Составила Ю. П. Баранова.

1 — предполагаемая межледниковая долина; 2 — речная долина послеледниковой (позднелидовое) возраста; 3 — продукты перемыла зрянских ледниковых отложений — долины, талая граница в местных породах; 4 — аллювиальные послеледниковые отложения; 5 — терраса сарматского века; 6 — опережающая подледниковая терраса; 7 — высота пойма и пойма.

как рр. Далды, Чукуха и др. Наряду с этим, в результате стания масс фирнового льда покрова максимального оледенения на Оленек-Вилуйском водоразделе, происходит формирование ложбин стока талых вод в верховьях рр. Среднего Вилуйкана, Маркоки и Мархи, которые затем получили свое дополнительное и окончательное оформление в эпоху таяния ледников зрянского горно-долинного оледенения. По-видимому, сходную историю имеют и те «сквозные» долины, которые были выделены С. Ф. Биске (1953 г.), а затем В. Е. Савицким и Р. Ф. Соболевской (1954 г.) на отдельных участках Оленек-Аргасалинского водораздела. Будучи заложены в эпоху таяния фирновых ледников максимального оледенения, они были подновлены стоком талых вод зрянского ледникового покрова и затем подверглись новому омоложению в современный период, в результате приспособления их к современному стоку по долинам притоков рр. Оленек и Арга-салы.

Обращаясь к формированию комплекса речных террас в основных долинах Оленек-Мархинского района, исходя из данных спорово-пыльцевого анализа и палеогеографических сопоставлений, можно сделать вывод, что в межледниковое время в долине р. Оленек были сформированы четвертая и пятая террасы.

В долине р. Арга-салы происходит формирование уступа пятой шочкольной террасы, аккумуляция песков с прослоями глины в верхней части четвертой шочкольной террасы, последующий врез и формирование ее уступа.

Синхронно формированию четвертой и пятой террас на рр. Оленек и Арга-салы в долине р. Мархи происходит сначала завершение аккумуляции осадков, слагающих четвертую террасу, причем отлагаются пески

и суглинки верхней части разреза этой террасы, а затем образуется формирующей террасу уступ.

Повочетвертичное межледниковье сменялось похолоданием климата, которое обусловило второе оледенение Оленек-Мархинского района, соответствующее по палеогеографической схеме, предложенной В. Н. Саксом [6, 7], зрянскому оледенению.

Рельеф Оленек-Мархинского района ко времени развития зрянского оледенения имел более расчлененный облик, чем в раннечетвертичную, доледниковую эпоху.

Оленек-Вилуйское междуречье уже представляло собой высокое плато, сходное с низкоротным, которое было расчленено на севере долинами правых притоков р. Оленек — реками Верхней Томбой и Алакит, а на юге долинами рр. Среднего Вилуйкана, Нижнего Вилуйкана, Маркоки и Мархи.

Оленекское плато в общих чертах также было близко к современному облику, отличаясь, однако, от последнего меньшей расчлененностью и наличием в западной части чехла отложений ледникового покрова максимального оледенения.

На северо-западе района вполне определено оконтуривалась относительно пониженный участок Агальтинской равнины, которая была покрыта сравнительно более мощной, чем на плато, толщей ледниковых, флювиогляциальных и озерно-ледниковых отложений эпохи максимального оледенения и, в том числе, отложений мертвого льда.

Восточная часть района, как и в эпоху максимального оледенения, представляла собой структурное плато, которое, находясь в беригляциальных условиях, претерпело интенсивное эрозионное расчленение. Внеледниковый режим восточной части района на протяжении четвертичного периода подтверждается наличием на поверхности плато в бассейне р. Силигира покровных глин мощностью более 1,5 м, исследованных В. Е. Савицким (1953 г.) и представляющих собой, по-видимому, кору выветривания развитых в районе карбонатных пород нижнего палеозоя. Отсутствие данных о возрасте этих отложений лишает нас возможности определить длительность накопления толщи коры выветривания, но, принимая во внимание сравнительно большую мощность, можно предполагать, что формирование их началось, во всяком случае, до максимального оледенения. Внешнее сходство указанных покровных глин с континентальными отложениями верхнемелового — палеоценового возраста из Муруктинской котловины позволяет поставить вопрос о мезокайнозойском времени образования упомянутой коры выветривания.

Зрянское оледенение в пределах Оленек-Мархинского района, подобно максимальному, имело два центра: на севере — высокое плато Анабарского массива, на юге — Оленек-Вилуйское низкотерье.

На основании данных по распространению зрянских ледниковых отложений в пределах рассматриваемого района, установленных преимущественно на основании дешифрирования аэрофотоснимков и в некоторой части по полевым наблюдениям, можно полагать, что северо-западная часть района захватывалась надвигавшимся с севера ледником покровного типа. Граница распространения этого покрова в пределах района проходила, по всей вероятности, южнее, чем это предполагалось С. А. Стрелковым для смежной территории бассейна р. Мойеро.

Оледенение горно-долинного типа имело распространение лишь в пределах Оленек-Вилуйского междуречья, главным образом, в притокдораздельных участках верховьев правых притоков р. Оленек, а также в верховьях рр. Мархи и Маркоки.

Центром оледенения северо-западной части района было Анабарское плато. Вместе с тем, не исключена возможность также и того, что сюда частично проникли ледниковые массы, распространявшиеся с запада — из области Путоранского оледенения. В настоящее время сле-

дует, однако, считать установленным, что основная часть ледникового питания поступала с севера, поскольку это подтверждается находками ледниковых валунов анабарских пород на Оленек-Аргасалинском междуречье, в верховьях р. Кото, а также в пределах Аганыльиной равнины.

По-видимому, ледниковый фронт не везде был одинаково активен вследствие географических или иных условий, распространялся в западной части района, в верховьях р. Аргасалы, южнее, чем в восточной части, в верховьях р. Кото. К сожалению, имеющиеся у нас материалы по западной части Оленек-Аргасалинского междуречья, также как и по Аганыльиной равнине, являются настолько скудными, что затрудняют решение целого ряда существенных палеогеографических вопросов. Поэтому, например, отсутствие валунов анабарских кристаллических пород в западной части района может быть объяснено различными причинами.

Результаты исследований ледниковых областей севера европейской части СССР показывают, что покровные ледники переносят поступающий в них валунный материал на сравнительно ограниченное расстояние, редко превышающее 30—40 км. На большее расстояние переносится лишь незначительная его часть. Поэтому бассейн Кото как значительно ближе расположенный к Анабарскому массиву, чем верховья р. Аргасалы, должен был получить и получать значительно большее количество анабарских валунов, чем последние.

Отсутствие валунов анабарских кристаллических пород в верховьях р. Аргасалы можно объяснять также тем, что во время продвижения Анабарского ледникового покрова на юг, к Аганыльиной равнине и, возможно, южнее, к Оленек-Аргасалинскому водоразделу, на возвышенностях Бужочая и севернее их — на отдельных крупновалунных участках, именуемых Сергей-сопка, Кара-Хайя и других, образовались свои очаги аккумуляции фирнового льда. Названные местные очаги оледенения разрастались по мере похолодания климата и затем сомкнулись с наступающим краем анабарского ледникового покрова. Будучи обогреты исключительно местными породами, эти фирновые поля при слиянии с анабарскими ледниками обусловили резкое преобладание долеритовых и известняковых обломков над анабарским валунным материалом.

Предполагаемое нами более широкое распространение анабарских ледников в пределах Оленек-Аргасалинского междуречья в эпоху зырянского оледенения, по сравнению с эпохой максимального оледенения, объясняется значительно более слабым развитием в зырянскую эпоху ледникового покрова на Оленек-Вилуйском междуречье. Анабарский ледниковый покров в эпоху зырянского оледенения не находил себе встречного ледникового противоречия и мог распространяться беспрепятственно до тех пределов, которые определялись климатическими и географическими условиями. Неудивительно, что при этом он достиг долины р. Оленек. И, если в настоящее время в последней и не сохранилось ледниковых отложений, то причиной этого здесь, равно как и в долине р. Аргасалы, является малая исходная мощность указанных отложений и эрозийный их разрыв в последнеледниковое время.

Горно-долинное оледенение в пределах Оленек-Вилуйского водораздела, как уже указывалось выше, было развито очень слабо. Правда, наши современные представления о пределах его распространения имеют довольно относительный характер, поскольку морфологические следы ледниковой деятельности были в значительной мере стерты активным развитием послеледниковых процессов, среди которых солифлюкция и эрозия имели несомненно первостепенное значение. Но, тем не менее, речные долины Оленек-Вилуйского междуречья подвергались значительной разработке именно в эпоху зырянского оледенения.

Наличие же флювиогляциальных отложений в долинах рр. Нижней Томбы, Мароки и Мархи окончательно убеждает в развитии горно-долинного, в заключительной своей фазе, может быть, циркового или карового, оледенения на Оленек-Вилуйском междуречье. Распространение указанных флювиогляциальных (водно-ледниковых) отложений, вместе с тем, свидетельствует о развитии долинной сети еще в дозырянскую эпоху.

В других частях района — в области распространения Анабарского оледенения, во внеледниковой полосе вдоль большей части долины р. Оленек и в бассейнах рр. Силигир и Мархи — развитие рельефа долины в зырянскую ледниковую эпоху происходило в каждом отдельном случае своеобразно, в зависимости от тех или иных местных физико-географических особенностей.

В северо-западном районе система долин рр. Кукухунды и Аргасалы, выше устья р. Кукухунды, выработанная в межледниковое время, в зырянскую эпоху, будучи закрыта льдами, испытывала консервацию. Дальнейшее развитие рельефа северо-западной части района началось и продолжалось по мере становления зырянского ледникового покрова, который в ходе своего убывания превращался во множество глыб мертвого льда, сохранившихся наиболее длительное время во впадинах рельефа. Заслуживающей внимания формой рельефа, образовавшейся во время таяния глыбы мертвого льда в эпоху зырянского оледенения, является Верхне-кенелеканский оз. На него следует обратить внимание, главным образом, потому, что хорошая сохранность оза убедительно доказывает сравнительно недавнее покровное оледенение района.

Наряду с упомянутым озом, в северо-западной части района особый интерес представляют ложбины стока, ориентированные в пределах слабоволнистого плато, преимущественно, в северо-западном направлении, а в пределах Аганыльиной равнины — в широтном.

Вопрос о возрасте, а частично и о генезисе ложбины стока, является наименее ясным во всей истории развития рельефа Оленек-Мархинского района.

В настоящее время приходится ограничиться предположением, что, поскольку в большей части ложбины стока вне Аганыльиной равнины залегают зырянские водно-ледниковые отложения и частично морена, то они, в основном, сформировались при участии талых вод зырянского ледникового покрова. Первоначальное же их направление, вероятно, было предопределено неровностями хребтового рельефа, унаследованными от эрозионных линий межледникового времени или эпохи таяния ледников максимального оледенения.

Формирование ложбины стока широтного направления, довольно четко выраженных в Аганыльиной равнине, происходило, по-видимому, в то время, когда зырянский ледниковый покров, расчлененный на многочисленные глыбы мертвого льда, образовал сток флювиогляциальных вод со всего амфитеатра возвышений, окружающих Аганыльиновую равнину, в которой также лежали отдельные глыбы мертвого льда, таявшего на месте.

Подчиняясь общему уклону Аганыльиной равнины, эти потоки направлялись на запад, где образовался озерный водоем, своего рода временное приледниковое озеро, который затем постепенно дренировался по долине р. Котуй на север. Причиной замедленного стока вод на Аганыльиной равнины могло быть и наличие глыб мертвого льда, препятствовавших в первое время стоку скопившихся здесь вод по долине р. Котуй.

По мере прекращения таяния глыб мертвого льда, оставшихся от зырянского оледенения в верховьях р. Аргасалы, сток талых вод через Аганыльиновую равнину в бассейн р. Котуй постепенно уменьшался и наконец полностью прекратился.

В зырянскую ледниковую эпоху, ввиду неблагоприятных для активизации эрозийных процессов климатических условий, речные долины развивались слабо, почти исключительно за счет солифлюкции.

В позднеледниковое время начинается новое оживление процессов развития речных долин Оленек-Мархинского района на фоне усилившихся эпейрогенических колебаний платформы.

В долинах рр. Оленек и Арга-салы синхронно с убыванием зырянского ледникового покрова происходит отложение флювиогляциальных валунистых суглинков в верхней части разреза третьей террасы. Окончание же формирования этой террасы, в частности образование ее уступа, приходится уже на каргинский век нового отдела.

В долине р. Мархи в процессе убывания горного оледенения образуются флювиогляциальные отложения в истоках этой реки, а вне пределов высокого плато формируется третья терраса на участке вниз по течению реки от устья р. Эякит.

Дальнейшее развитие речных долин района происходит в течение второй половины позднеледникового времени, когда в долинах рр. Оленек и Арга-салы влед за накоплением аллювия третьей надпойменной террасы ниже устья р. Сурак идет образование второй надпойменной террасы. Периоду формирования этих террас соответствует развитие речных долин р. Оленек, выше устья р. Верхней Томбы и верхних отрезков долин рр. Арга-салы (включая долины рр. Кукухунды и Джары) и Мархи (включая долины рр. Дадчина, Олдондо, Мархары и др.).

Данные спорово-пыльцевых анализов образцов, взятых из отложений второй террасы, указывают на развитие в районе елово-березовой лесотундры, т. е. на несколько более суровые климатические условия, чем современные.

Время образования верхних горизонтов речных отложений второй террасы характеризуется некоторым похолоданием, на что указывают ископаемые льды, встреченные в толще отложений этой террасы по рр. Оленек и Арга-сале. Фиксируемое льдами похолодание климата может сопоставляться с сарганской ледниковой эпохой на севере Сибири.

В послеледниковое время происходит дальнейшее развитие речных долин района и неразрывно связанное с ним развитие основных типов рельефа плато.

Наряду с ростом основных долин рр. Оленек, Арга-салы и Мархи идет энергичный рост и развитие рельефа долины большого количества мелких притоков. В главных долинах и в долинах их притоков происходит формирование первой террасы.

В начале отложения толщ, слагающих эту террасу, еще проявляются признаки похолодания в виде линз ископаемых льдов. Однако при дальнейшем накоплении верхних горизонтов толщи аллювия ископаемые льды уже не образуются, что свидетельствует о потеплении климата. Впоследствии, при образовании торфяников на первой террасе, климат района становится еще теплей, причем в составе растительности преобладающее значение получают смешанные ольхово-березовые леса с незначительной примесью широколиственных пород.

Послеледниковое время в пределах района было не только временем энергичного развития и роста речных долин, но также и временем значительной активизации денудационных процессов, среди которых солифлюкционный снос в сочетании с гравитационным перемещением рыхлых продуктов выветривания оказали, по-видимому, существенное влияние на развитие морфографических особенностей рельефа всего района.

В речных долинах происходит оживленный процесс перемещения вниз по склону аккумулятивных покровов террас и перекрытие отдель-

ных участков их площадок делювиальными суглинками и обломками, сползающими с вышележащих участков склонов.

Оживление денудационных процессов в послеледниковое время, как и ранее, в значительной мере было предопределено энергичным поднятием района, по-видимому, несколько большим на севере, чем на юге, поскольку северная часть района располагается ближе к центру этого поднятия — Анабарскому массиву. Правомерность подобного предположения доказывается на примере долины р. Арга-салы, в которой пойма имеет очень незначительное развитие лишь в низовьях, а все надпойменные террасы являются докольными. Очевидно, при формировании этих террас процессу накопления аллювия предшествовал процесс интенсивного развития глубинной эрозии, который мог быть достаточно интенсивным лишь в условиях эпейрогенического поднятия.

В то же время необходимо отметить, что современный рельеф района в целом характеризуется большими высотами в южной его части. Объяснение такого распределения высот нужно видеть в ведущем значении литолого-структурного элемента — широкого распространения в южной части района стойких по отношению к выветриванию пород траптовой формации, что весьма способствовало возвышению указанного рельефа над примыкающими районами распространения осадочных толщ палеозойских пород.

Историческое время, продолжительность которого исчисляется лишь несколькими тысячелетиями, вследствие своей кратковременности не ознаменовалось какими-либо качественно новыми явлениями палеогеографического порядка по сравнению с послеледниковым временем.

Климатические условия района в историческое время благоприятствовали процессам эрозийного расчленения все более и более обширных участков плато, как в полосе распространения ледниковых отложений, так и в части района, не подвергавшейся оледенению.

В долинах не только основных рек, но и многочисленных притоков, формируется высокая и низкая поймы. На поверхности поймы, террас и на водоразделах накапливаются толщи торфяников.

В начале исторического времени сплошное распространение получает елово-березово-сосновая тайга с лиственницей, уступающая место лесотундре лишь в наиболее повышенной части Оленек-Вилюйского водораздела.

В историческое время, в связи с периодическим потеплением климата Арктики, происходит активное развитие микроформ рельефа, обусловленных протаиванием вечной мерзлоты, формируются так называемые полигональные грунты и структурные ступени на склонах, сложенных пластами плотных осадочных пород.

В долинах рек, помимо поймы, образуются многочисленные косы. Участки распространения которых приурочены не только к среднему течению рек, но и к их верховьям.

В лесной растительности района в течение исторического времени происходит перестройка, осуществляется переход к елово-сосновой тайге с лиственницей и березой. На заключительных этапах основной породой становится лиственница, полностью исчезает сосна и лишь в долинах рек, на пойменных участках, сохраняется угнетенная ель.

ЛИТЕРАТУРА

1. Беляков М. Ф. О первых находках анабарских валунов на водоразделах кембрийского поля Средне-Сибирского плоскогорья. Докл. АН СССР, т. 60, № 9, 1948.
2. Григорьев А. А. Об оледенении Якутии в четвертичном периоде. Тр. комис. по изуч. четвертич. пер. АН СССР, вып. 1, 1932.
3. Дитмар В. Г. Геологические исследования в верховьях р. Вилюя. Изв. гос. геол. общ., т. 66, вып. 1, 1934.
4. Камарин Л. Г. Геоморфологический очерк Средне-Сибирской плоской возвышенности. Тр. Инст. физ. геол. АН СССР, вып. 29, 1938.

5 Каманин Л. Г. Средне-Сибирская климатическая зона, Геоморфология, Геологическое районирование СССР. Под редакцией А. А. Григорьева и К. К. Маркова. Изд. АН СССР, 1947.
 6 Сакс В. Н. Четвертичный период в Советской Арктике. Тр. Аркт. инст., т. 20, 1948.
 7 Сакс В. Н. Новые данные по истории геологического развития Сибири в четвертичный период. Сб. Вопросы геологии Азии № 2, изд. АН СССР, М., 1954.
 8 Суслон И. М. Река Олекма. Изд. ГУСМН, 1937.
 9 Чекуновский А. Д. Дневник экспедиции по рекам Нижней Тунгуске, Олекме и Аде в 1874-75 гг. Зап. Русск. геогр. общ. по отд. общ. геогр., т. XX, № 1, 1896.

ТАБЛИЦА СОПОСТАВЛЕНИЯ

истории формирования отложений, рельефа, гидроэрозии и растительности в четвертичный период для бассейнов верхних течений рр. Олекма и Арга-Салы.
 Составили Ю. П. Баранова, С. Ф. Висков, А. П. Пушиков, 1954 г.

Отдел	Стратиграфическое разделение четвертичного периода Арктики по схеме В. Н. Сакса	Стратиграфическое разделение четвертичного периода для Олекмы-Мариинского района	Бассейн р. Олекма			Бассейн р. Арга-Салы		
			отложения	развитие рельефа и гидроэрозии	растительность	отложения	развитие рельефа и гидроэрозии	растительность
Верхний подэтап Q ₁	Историческое время	Галечники, пески, супеси поймы, Торфяники	Формирование притоков второго-четвертого порядка. Расширение долины, образование поймы, косы	Лиственный тайга с ольхой. Елово-сосновая тайга с лиственными и березой. Елово-березово-сосновая тайга с лиственными, попарно дуб, орешник.	Галечники, пески, супесчаный лоток. Торфяники.	Глубинная эрозия р. Кирбей. Слабое развитие пойменных образований. Устойчивый рельеф с впадинами.	Лиственный тайга с примесью ели. Формирование березово-сосновой тайги с лиственными и ольхой.	
								Нижний подэтап Q ₁
Сартанская стадия (Оледенение?) Q ₂	Позднеледниковое время	Галечники, пески, супеси, ископаемые льды 55-16-метровой террасы (II)	Формирование разветвленной сети притоков верхнего течения в Олекме и II аккумулятивной террасы	Елово-березовая лесостепь.	Глинистые пески, галечники с ископаемыми ледниками 8-16-метровой террасы (II).	Формирование устойчивой эрозии. Развитие пойменных образований.	Нет данных.	
								Каргинское время Q ₂
Зырянское оледенение Q ₃	Зырянское оледенение	Возле-ледниковые отложения и верховья притоков области Олекмы-Визайского водораздела. Возле-ледниковые отложения, верхняя треть разреза 15-метровой террасы (III) на участке Томб Нижней и Верхней Олекмы. Отавления Анабарского ледникового покрова на побережье р. Олекма.	Переувлажненные долины рек Томб, Алаката с флювиогляциальными террасами. Формирование долины Олекмы-Визайского водораздела. Коль Анабарского ледникового покрова на побережье р. Олекма.	Отложение возле-ледниковых осадков III террасы у Кирбей. Флювиогляциальные отложения на днищах ложбин стока, флювиогляциальные отложения в Аргамышской впадине. Ледниковые отложения на междуречьях рр. Олекма и Арга-Салы.	Спуск озерно-ледникового бассейна в Арга-Салы. Начало формирования ложбин стока флювиогляциального покрова, разделение на гряды мерзлотных ледяных покровов. Повторное оледенение Анабарского центра.	Нет данных.		
							Межледниковый век Q ₃	Супеси с галькой верхней части разреза 45-метровой террасы (IV) ниже устья р. Алаката, супески, галечники в основании 15-метровой террасы (III) у р. Нижней Томбы.
Максимальное оледенение Q ₂₋₄	Максимальное оледенение	Валуны пески и супеси 4-30-метровой террасы (V). Супесчанки и супеси с галькой валунами — ледниковые отложения.	Развитие долины нижнего и среднего течения р. Силигиря. Формирование IV аккумулятивно-эрозионной террасы, образование притоков, расчленение Олекмы-Визайского водораздела и углубление долины р. Олекма в верховьях. На р. Силигире накопление супесей — жила выветривания. Образование густого провалового долина, формирование V аккумулятивной террасы. Тяжелые ледниковые покровы и наделение его на гряды мерзлотных осадков. Освобождение его льда долины р. Олекма. Повторное оледенение Олекмы-Визайского центра. Данила в Олекме до р. Ковеев заволочена льдом. Северная граница ледникового покрова — на междуречьях Олекма и Арга-Салы.	Валуны галечники верхней части разреза 30-метровой террасы (V).	Начало таяния ледникового покрова, освобождение долины р. Арга-Салы у Кирбей от льда. Повторное оледенение Анабарского центра. Данила в Арга-Салы у Кирбей заволочена льдом.	Нет данных.		
							Межледниковый век Q ₂	Доледниковая раннечетвертичная эпоха
Нижний	Доледниковое оледенение Q ₂₋₄	Доледниковая эпоха Q ₁₋₂						

Таблица 1

ТАБЛИЦА СОПОСТАВЛЕНИЯ

история формирования отложений, рельефа, гидроэрозии и растительности в четвертичном периоде для бассейнов верхних течений рр. Оленек и Марха
Составили Ю. П. Баранова, С. Ф. Виска, А. П. Пуяников, 1954 г.

Отдел	Стратиграфическое разделение четвертичного периода Арктики по схеме В. Н. Савка	Стратиграфическое разделение четвертичного периода для Оленек-Мархинского района	Бассейн р. Оленек			Бассейн р. Арга-Салы			Бассейн р. Марха			Возраст террас
			отложения	развитие рельефа и гидроэрозии	растительность	отложения	развитие рельефа и гидроэрозии	растительность	отложения	развитие рельефа и гидроэрозии	растительность	
Средняя	Верхний подотдел Q ₁	Историческое время	Галечники, пески, супеси поймы, Торфинки	Формирование притоков пороги-четвертого порядка. Расширение долины, образование поймы, косы	Лиственничная тайга с елью. Елово-осиновая береза. Елово-березо-осиновая тайга с лиственницей, появляются дуб, орешник.	Галечники, пески, супесчаные поймы, Торфинки.	Слабое развитие пойменных образований только в низовье реки	Лиственничная тайга с примесью осин. Формирование березо-осиновой тайги с лиственницей и елью.	Галечники, пески, супеси поймы, Торфинки.	Формирование поймы.	Лиственничная тайга с елью. Елово-осиновая береза. Елово-березо-осиновая тайга с лиственницей, появляются дуб, орешник.	Пойма Q ₁
	Нижний подотдел Q ₁	Последнее ледниковое время	Галечники, пески, супеси 12-метровой террасы (II) с ископаемыми льдами в основании, Торфинки.	Развитие современной гидроэрозии, формирование I аккумулятивной террасы	В лесах исчезают широколиственные породы. Последней климатической оптимум — смешанные прерывисто-ельзово-березовые леса с незначительной примесью широколиственных пород. Сосново-березовые леса Березовые леса.	Пески, супески, галечники 12-метровой террасы (I), Торфинки.	Формирование уступа I террасы. Интенсивное поднятие района. Развитие современной гидроэрозии, формирование террасного рельефа.	Смешанные преимущественно березовые леса с примесью сосны, ели, лиственницы.	Галечники, пески, супеси 4,5-8-метровой террасы (I). В основании — ископаемые льды, Торфинки.	Углубление и разрабатка речных долин. Формирование I аккумулятивной террасы	В лесах исчезают широколиственные породы. Последней климатической оптимум — смешанные, прерывисто-ельзово-березовые леса с незначительной примесью широколиственных пород. Сосново-березовые леса. Березовые леса.	I-Q ₁
Нижняя	Сартанская грядина (Оленекские?) Q ₂	Позднеледниковое время	Галечники, пески, супеси, ископаемые льды 25-16-метровой террасы (II).	Формирование разветвленной сети притоков верхнего течения р. Оленек и II аккумулятивной террасы	Елово-березовая лесоступа	Глинистые пески, галечники с ископаемыми льдами 8-16-метровой террасы (II)	Формирование уступа II аккумулятивной террасы	Нет данных	Галечники и супески с галькой 8-16-метровой террасы (II).	Формирование II аккумулятивно-аккумулятивной террасы. Расчетление высокого плато на останковом рельефе	Нет данных	II-Q ₂
	Каргинское время Q ₂		Галечники 15-26-метровой террасы (III).	Формирование уступа III аккумулятивной террасы. Развитие разветвленной гидроэрозии р. Оленек и притоков. Единое плато приобретает ступенчатое и пологое расчленение. Формирование современной долины р. Сиднига	Нет данных.	Формирование аллювиальных галечников 20-26-метровой террасы (III) в долине р. Кото	Развитие долины сгибов Арга-Салы, Кукукузид и Дяди на северо-западе. Климат эльзиро-березового подлеса. Формирование уступа III аккумулятивно-аккумулятивной террасы	Нет данных	Галечники, пески 15-26-метровой террасы (III).	Развитие современной гидроэрозии бассейна р. Марха. Формирование III аккумулятивно-аккумулятивной террасы	Елово-березовая лесоступа.	III-Q ₂
Средняя	Зырянское оледенение Q ₃	Зырянское оледенение	Волно-ледниковые отложения в верховьях правых притоков области Оленек-Видловского водораздела. Волно-ледниковые отложения верховий третьей разреза 15-метровой террасы (III) на речках Томь Пижоней и Верней. Отложения Анабарского ледникового покрова на левобережье р. Оленек.	Переуглубленные долины рек Томь, Адагта с флювиогляциальными террасами. Горно-долинное, заднее оледенение Оленек-Видловского междуречья. Край Анабарского ледникового покрова на левобережье р. Оленек.	Отложение волно-ледниковых осыпей III террасы у Кирбей. Флювиогляциальные отложения на донных ложбинах стока, флювиогляциальные отложения в Адагтинской пойме. Ледниковые отложения на междуречьях Оленек и Арга-Салы	Спуск озерно-ледникового бассейна в Адагтинский бассейн; время формирования ложбин стока талых вод. Тавные ледники покровы, распадающиеся на глыбы мертвого льда. Повторное оледенение Анабарского центра	Нет данных	Флювиогляциальные отложения в верховьях р. Марха.	Флювиогляциальные отложения в верховьях Ойур в пределах ложбин стока. Горно-долинное оледенение в истоках.	Флювиогляциальные отложения в верховьях Ойур в пределах ложбин стока. Горно-долинное оледенение в истоках.	Нет данных	IV-Q ₃₋₂
	Межледниковый век Q ₃	Межледниковый век	Супеси с галькой верхней части разреза 45-30-метровой террасы (IV) ниже устья р. Адагта, супеси, галечники в основании 15-метровой террасы (III) у р. Пижоней.	Развитие долины нижнего и среднего течения р. Сиднига. Формирование IV аккумулятивно-аккумулятивной террасы, образование притоков, расчленение Оленек-Видловского высокого плато и углубление долины р. Оленек в верховьях. На р. Сиднига накопление суглинков — глыб выветривания. Образование глубокой врединной долины, формирование V аккумулятивной террасы. Тавные ледниковые покровы и расчленение его на глыбы мертвого льда. Освобождение ото льда долины р. Оленек. Повторное оледенение Оленек-Видловского центра. Долина р. Оленек до р. Ковей заложена льдом. Северная граница распространения льдов — на междуречьях Оленек и Арга-Салы	Тайга с преобладающим елью и незначительной примесью широколиственных пород. Образование волно-ледниковых отложений песков и глин нижней части разреза 45-метровой террасы (IV).	Формирование IV аккумулятивной террасы. Становление ледникового покрова, глыб мертвого льда, стока в Адагтинскую пойму и в р. Котуй. Вез флювиогляциальных, потовых, образований V террасы	Елово-осиновая тайга. Много сфагновых болот	Пески и супески средней и верхней части разреза 45-метровой террасы (IV).	Формирование IV террасы	Тайга с преобладающим елью и незначительной примесью широколиственных пород. Много сфагновых болот	Нет данных	V-Q ₃
Средняя	Максимальное оледенение Q ₃₋₁	Максимальное оледенение	Валуны пески и супеси 45-30-метровой террасы (V). Суглинки и супеси с галькой валунами — ледниковые отложения.	Тавные ледниковые покровы и расчленение его на глыбы мертвого льда. Освобождение ото льда долины р. Оленек. Повторное оледенение Оленек-Видловского центра. Долина р. Оленек до р. Ковей заложена льдом. Северная граница распространения льдов — на междуречьях Оленек и Арга-Салы	Валуны галечники (ледниковые) верхней части разреза 50-метровой террасы (V).	Начало таяния ледникового покрова, освобождение долины р. Арга-Салы у Кирбей ото льда. Повторное оледенение Анабарского центра. Долина р. Арга-Салы у Кирбей заложена льдами	Нет данных	Галечники и пески в низах разреза 50-метровой террасы (V).	Повторное оледенение в истоках. Долина р. Марха до устья р. Дадима.	Нет данных		
	Межледниковый век Q ₃	Доледниковая раннечетвертичная эпоха	Слабо развитая речная долина р. Оленек от р. Адагта до р. Сиднига. Плато слабо расчленено. На юге образовано Оленек-Видловское высокое плато, отпрепарированное силой. Уклоны поперечности и сноса направлены на северо-запад и северо-восток	Нет данных	Песчано-галечниковый аллювий средней части разреза 50-метровой террасы (V).	Речная долина от Кукукузид до устья. Аккумулятивная речная терраса у Кирбей. Болотозаповедь — низкое, нерасчлененное плато; существовал снос в Адагтинскую пойму на северо-запад.	Смешанные леса с примесью широколиственных пород. Участки степей.	Нет данных	Нет данных	Нет данных		
Нижняя	Древнее оледенение Q ₄₋₁	Древнее оледенение Q ₄₋₁										
	Доледниковая эпоха Q ₄₋₂	Доледниковая эпоха Q ₄₋₂										

Н. Н. ЛАПИНА

УСЛОВИЯ МИГРАЦИИ ГАЗА И ВОДЫ В ПЕСЧАНИКАХ ПРИ ОТРИЦАТЕЛЬНОЙ ТЕМПЕРАТУРЕ

Изучением физических свойств пород мерзлой зоны занимаются как мерзловеды, так и строители, но большинство исследований ведется с целью выяснения несущих свойств грунтов, как оснований для различного вида сооружений. Автор же изучал физические свойства пород с точки зрения условий передвижения в них газа и воды.

В настоящей статье излагается методика изучения некоторых физических свойств пород при отрицательной температуре и приводится описание применяемой аппаратуры. На основании данных о физических свойствах пород дается характеристика условий миграции газа и воды различной минерализации в пористых породах при отрицательной температуре.

В проведении экспериментальных работ принимали участие младший научный сотрудник А. И. Савинова и старший лаборант О. Н. Кулешова. В конструировании и изготовлении приборов участвовал инженер-конструктор Ф. М. Гренко. В качестве консультантов были привлечены: член-корреспондент Академии наук СССР Н. А. Цитович и кандидаты геолого-минералогических наук А. П. Баженова, З. А. Нерсеева (Центральная Мерзлотная лаборатория Академии наук СССР), проф. И. И. Толстихин и доцент В. М. Максимов (Горный институт).

1. ОПИСАНИЕ АППАРАТУРЫ И МЕТОДИКА ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ

Вопросам методики определения пористости и проницаемости горных пород при отрицательной температуре уделялось весьма мало внимания и поэтому необходимая для этого аппаратура до сих пор не создана. При конструировании приборов для определения указанных характеристик была поставлена цель — обеспечить производство экспериментальных работ в обычной лабораторной обстановке. Поэтому первым этапом работы являлось конструирование такого холодильника, в сеть которого можно было бы включать необходимые приборы и производить соответствующие экспериментальные работы в обыкновенной лабораторной обстановке.

1. Холодильная установка

Установка (рис. 1) состоит из холодильника, служащего для охлаждения термостатирующей жидкости, и ультратермостата, поддерживающего в жидкости заданную температуру. Холодильник (1) представляет из себя деревянный ящик, размером 35×35 см и высотой 45 см с двойными стенками и дном, между которыми располагается теплоизоляционный материал (например, стеклянная вата или, в крайнем случае, воздушная прокладка). Внутренние стенки и дно ящика покрыты тонким листовым железом. В ящик помещена спираль из металлической трубки

диаметром 10—12 мм, с количеством витков порядка 10—12. Верхний и нижний концы спирали через стенки ящика выведены наружу, в виде nipples (а), на которые надеваются резиновые трубки (б). Кроме того, для стока воды, образующейся при работе со снегом или льдом, в нижней части ящика имеется выводной nipple. Ящик закрывается двойной деревянной крышкой с прокладкой слоя войлока.

Для поддержания в жидкости определенной температуры применялся ультратермостат системы «Норрег», но с таким же успехом может быть применен и отечественный ультратермостат. Ультратермостат (2) состоит из резервуара (в), в который заливается термостатирующая жидкость, насоса с мотором (з), реле (д) и электротермометра (е). Motor от насоса при помощи вилки (ж) подключается к электросети с напряжением 127

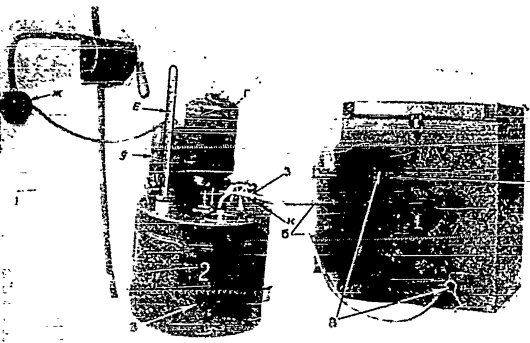


Рис 1. Общий вид холодильной установки.

1 — холодильник, 2 — ультратермостат, а — nipples холодильника, б — соединительные резиновые трубки, в — резервуар ультратермостата, з — насос с мотором, д — реле, е — термометр, ж — штепсельная вилка, з, и — nipples ультратермостата

или 220 вольт. Термостатирующая жидкость при помощи насоса нагнетается через nipple (з) по резиновой трубке в холодильник и в охлажденном виде через nipple (и) возвращается обратно. В ультратермостате термостатирующая жидкость приобретает заданную температуру и затем по резиновой трубке может быть направлена в любой из приборов, в котором производятся различные эксперименты с образцами горных пород, глинистым раствором, нефтью и т. д.

Следует указать, что все имеющиеся в холодильной установке резиновые трубки необходимо при помощи ваты или войлока изолировать от влияния температуры воздуха в лаборатории. Для лучшего сохранения постоянной температуры в ультратермостате его также рекомендуется изолировать войлоком.

Подготовка холодильной установки к работе заключается в следующем: в резервуар ультратермостата заливается спирт, причем уровень спирта должен располагаться не ниже, чем на 3 см от крышки термостата. В холодильник загружается сухой лед (твердая углекислота) или смесь снега с поваренной солью. При загрузке холодильника надо следить за тем, чтобы вся спираль была плотно окружена льдом или охлаждающей смесью.

178

После этого ультратермостат включается в электрическую сеть, в результате чего начинает работать насос, который по резиновой трубке нагнетает спирт в спираль холодильника, откуда охлажденный спирт возвращается в ультратермостат. Заданная температура в ультратермостате поддерживается при помощи специального регулятора. При загрузке холодильника сухим льдом (твердая углекислота) температура охлаждающей смеси в приборе может быть понижена до минус 22° С, но если загрузить его смесью снега с поваренной солью, то температуру удается понизить только до минус 12—15° С при окружающей температуре воздуха в лаборатории +20 +23° С.

При полной загрузке холодильника сухим льдом (на что идет 10—12 кг) он может работать непрерывно в течение 10—12 час. При загрузке же смесью снега с поваренной солью для работы холодильной установки в течение 8 час. требуется около 3 кг поваренной соли, кроме того, во время работы необходимо два-три раза производить дополнительную загрузку холодильника.

Описанная холодильная установка является необходимой составной частью приборов для определения пористости и проницаемости горных пород при отрицательных температурах и температуры замерзания.

2. Измерительная аппаратура

Для измерения температуры насыщающей нейтральной жидкости при определении пористости пород, проницаемости горных пород и точки замерзания и переохлаждения пород применялся микроэлектротермометр системы Агрофизического института Академии сельскохозяйственных наук им. В. И. Ленина. Для определения температуры охлаждающей смеси в криостате применялся ртутный термометр (психрометр) ост. 40175 с ценой деления 0,2° С.

Микроэлектротермометр системы Агрофизического института предназначен для дистанционного измерения температуры с помощью полупроводникового термометра сопротивления (микротермосопротивления ИТ-52). Последний обладает высоким температурным коэффициентом (около 3% на один градус С) и большим внутренним сопротивлением — порядка нескольких тысяч ом. Эти свойства обеспечивают измерение температуры с точностью до 0,1° С. К достоинствам прибора надо отнести также и малые габариты термометра и, как следствие этого, малую инерционность.

Микроэлектротермометр (рис. 2) состоит из микротермометра сопротивления (I) и измерительного агрегата (II).

Микротермометр сопротивления (I) представляет собой шарик из полупроводникового материала, диаметром около 0,5 мм, наружная поверхность которого защищена тонким слоем стекла. Микротермометр смонтирован в стеклянный капилляр диаметром около 1 мм, внутри которого проходят подводящие провода. В свою очередь, стеклянный капилляр для удобства пользования заключен в акрилатовый держатель. От держателя отходят резиновый шланг с двумя проводами, заканчивающимися штепсельной вилкой. Для сведения радиационных погрешностей термометра к минимуму на поверхность стекла нанесен тонкий слой алюминия.

Измерительный агрегат (II) построен по схеме неравновесного моста. По этой схеме возможно наиболее просто и быстро производить измерения температуры как в лабораторных, так и в полевых условиях. В процессе измерения необходимо отсчитывать только показания гальванометра. Для увеличения точности диапазон измеряемых температур разбит на 4 интервала, каждому из которых соответствует полная шкала гальванометра. Это достигается тем, что в схеме имеются два неравновесных моста, а измерительный ток в диагонали мостов может быть двух направ-

179

лений. Переключение интервалов температур производится с помощью двух ключей I—II и III—IV, каждый из которых может находиться в трех положениях — нейтральном и в двух интервалах соответствующих температур.

Ключ «B—T» служит для включения контрольного сопротивления (положение «B») и для подключения к мосту датчиков температуры (положение «T»). В нейтральном положении этот ключ размыкает цепь источника питания.

Источником питания моста (III) служит батарея сухих элементов от карманного фонаря, а при отсутствии таковых может быть использован

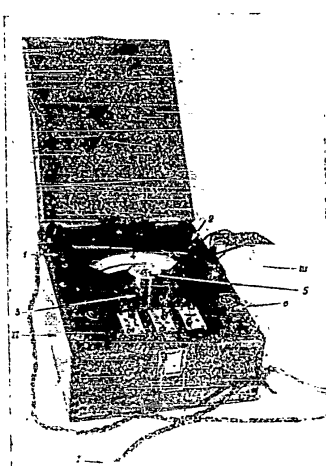


Рис. 2 Микроэлектротермометр сопротивления
1 — микроэлектротермометр сопротивления, 2 — измерительный агрегат; III — батарея сухих элементов
1 — штепсельные гнезда, 2 — клеммы для подключения батареи сухих элементов, 3 — рычаг для освобождения стрелки гальванометра, 4 — стрелка гальванометра
5 — корректорный винт для установки стрелки; 6 — регулятор напряжения питающего моста.

Рычаг (3) переводится в положение «открыт» и проверяется нулевое положение стрелки гальванометра. Если место нуля сбито, то стрелка устанавливается на нуль при помощи корректора (5). Затем ключ B—T устанавливается в положение «B» (выборка) и при помощи реостата (6) производится регулировка напряжения питающего моста с таким расчетом, чтобы стрелка отклонялась на всю шкалу. В процессе измерения температуры такого рода выверку необходимо производить периодически.

Порядок производства измерения температуры следующий: микроэлектротермометр сопротивления приводится в соприкосновение с объектом, температура которого замеряется горной породой. Ключ B—T переводится в положение «T» (температура) и с помощью ключей I—II

180

и III—IV включается один из диапазонов цепи моста. Следует помнить, что включать можно только один из ключей I—II или III—IV. В том случае, когда стрелка гальванометра будет отклоняться за пределы шкалы, следует включить соседний интервал измеряемых температур, например, с III переключить на IV. В журнал наблюдений записывается местоположение ключа (I, II, III, IV) и показание стрелки гальванометра. Если гальванометр не градуирован, то обработка результатов измерений, т. е. определение температур производится по графикам, прилагаемым к каждому электротермометру. На этом графике по вертикальной оси откладываются деления гальванометра, а по горизонтальной — значение измеряемых температур.

По окончании измерений ключи B—T, I—II и III—IV ставятся в нейтральное положение, штепсельная вилка вынимается из гнезд, рычаг (3) ставится в положение «закрыт».

3. Прибор для определения точки замораживания и переохлаждения пород

В Институте мерзлотоведения Академии наук СССР разработаны два метода определения температур переохлаждения и замораживания почв и грунтов: метод термометрический и термоэлектротермометрический.

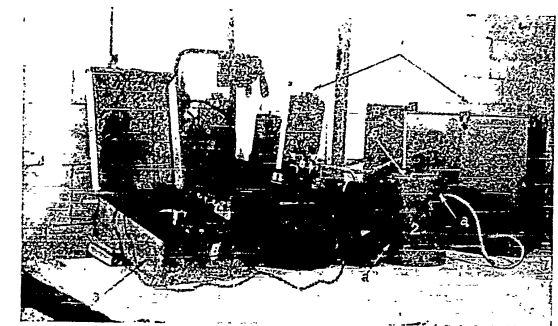


Рис. 3 Общий вид прибора для определения температуры замораживания пород
1 — холодильник; 2 — криостат; 3 — электротермометр; 4 — отвод; 5 — трубка для термометра; 6 — микрометрический термометр (2 экз.).

Применение каждого из этих методов возможно только при наличии холодильной камеры для замораживания эвктических смесей, а при отсутствии таковой опыты можно производить только в зимнее время. Подробное описание этих методов дано в работе А. И. Баженовой [3, 4].

Прибор, разработанный в Институте геологии Арктики, имеет то преимущество, что в нем можно производить определение температуры переохлаждения и замораживания горных пород, грунтов и жидкостей при отсутствии холодильной камеры, в лабораторных условиях, используя при этом сухой лед, а в зимнее время последний может быть заменен смесью снега или льда с поваренной солью. Общий вид прибора дан на рис. 3.

Прибор состоит из трех частей: 1) холодильника, 2) сосуда для замораживания породы или жидкостей — криостата, 3) электротермометра для регистрации температуры исследуемых образцов. Подробное описание холодильной установки и электротермометра дано выше, здесь же приво-

181

дм только описание криостата — прибора для замораживания образцов. Криостат представляет собой металлический сосуд цилиндрической формы с двойными стенками и дном. Паружный диаметр его 140 мм, внутренний — 70 мм, расстояние между стенками по 35 мм. В верхней и нижней части сосуда имеются расположенные диаметрально противоположно отводы (а) диаметром 10 мм. Между стенками сосуда впаина металлическая трубка (б) диаметром 10—12 мм, с запаянным концом, которая предназначена для термометра, фиксирующего температуру охлаждающей смеси в приборе. Прибор закрывается деревянной крышкой, в которой имеется два отверстия, одно для электротермометра, замеряющего температуру образца, другое для психрометрического термометра, фиксирующего температуру охлаждающей смеси. Весь прибор для уменьшения влияния окружающей температуры изолируется толстым слоем войлока или помещается в деревянный ящик с древесными опилками или стеклянной ватой.

Трубку криостата (б) на $\frac{2}{3}$ высоты наполняют спиртом или металлической ртутью, а затем в нее опускают психрометрический термометр (в), по которому определяется температура охлаждающей смеси. Криостат при помощи резиновых трубок, надетых на отводы (а), подключают к холодильной установке, из которой жидкость, охлажденная до заданной температуры, начинает циркулировать между стенками прибора. Перед началом опыта проверяется наличие в термостате термостатирующей жидкости и заполнение холодильника сухим льдом или смесью снега с поваренной солью. Затем выверяется электротермометр. Кроме того, перед пуском прибора необходимо тщательно проверить, нет ли утечки термостатирующей жидкости в местах соединения различных частей прибора резиновыми трубками. После такой проверки можно приступать к проведению опыта.

Методика определения температуры переохлаждения и замедления плотных пород заключается в следующем.

1) В верхней торцевой части исследуемого образца подготавливают гнездо для электротермометра, глубиной не менее 10 мм и диаметром по размеру электротермометра.

2) Криостат включают в электрическую сеть и охлаждают термостатирующую жидкость до заданной температуры. Температурный режим контролируют термометром, расположенным в криостате. При определении температуры замедления пород, поры которых заполнены пресной водой, термостатирующую жидкость следует охлаждать до минус 5—6°С, а при засоленных грунтах и минерализованных водах температуру понижают до минус 10—15° и ниже, в зависимости от степени минерализации.

3) После достижения заданной температуры исследуемый образец помещают в криостат, причем он должен плотно соприкасаться со стенками прибора. Если между образцом и стенками прибора остаются зазоры, то последние заполняют металлическими опилками.

4) В подготовленное в образце гнездо помещают электротермометр таким образом, чтобы он плотно соприкасался с породой. Если контакт недостаточно надежный, то в гнездо наливают металлическую ртуть. Провод от электротермометра через деревянную крышку криостата выводят наружу и подключают к измерительному агрегату.

5) С момента включения измерительного агрегата ведется наблюдение за температурой образца. Вначале производятся отсчеты через 5 мин, а при достижении температуры +1°С через минуту. При малой влажности образцов иногда приходится брать отсчеты через 30 сек.

6) Одновременно с наблюдением за температурой образца производят наблюдения и за температурой термостатирующей жидкости, для чего через 5—10 мин. берут отсчеты по термометру, расположенному в криостате. По данным температурных наблюдений строят кривую, причем по вертикальной оси откладывают температуру в градусах, а по горизонтальной —

время в минутах. Температурой переохлаждения следует считать наименьшую температуру перед температурным скачком, температурой начала замедления — постоянную температуру, наблюдаемую в течение 2—5 мин. после температурного скачка.

7) После окончания замораживания холодильную установку выключают, затем осторожно, так чтобы не нарушить контакта электротермометра с породой, снимают крышку с криостата и производят наблюдения за оттаиванием образца. Пока образец имеет отрицательную температуру отсчеты берут через 1 мин., при положительной температуре время между отсчетами увеличивают до 5 мин. Опыт можно считать законченным, когда температура образца становится положительной.

При наличии самопишущего гальванометра (например СГ-3) работа на приборе значительно упрощается, а точность наблюдений увеличивается; в результате получается непрерывная температурная кривая. При небольшой влажности породы и очень низкой температуре охлаждающей смеси часто на кривой не улавливается температурный скачок и поэтому понижение температуры охлаждающей смеси ниже 5—7°С не рекомендуется. Этим же прибором можно определять температуру переохлаждения и замедления не только пород и грунтов, но и различных жидкостей: бурового глинистого раствора, нефти и т. д.

4. Прибор для определения пористости горных пород при отрицательной температуре (НИИГА-3)

Прибор для определения пористости горных пород при отрицательной температуре состоит из трех частей: 1) тарелки Комовского, где под вакуумом происходит насыщение образца нейтральной жидкостью, имеющей

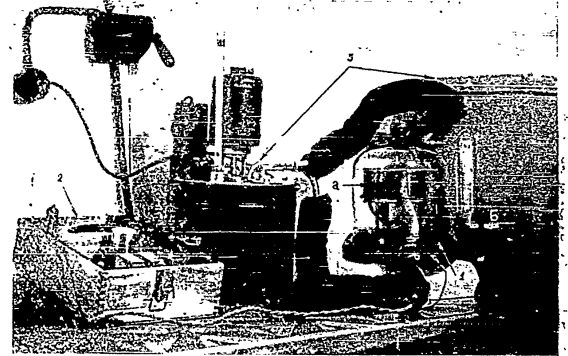


Рис 4 Общий вид прибора для определения пористости пород.
1 — тарелка Комовского; 2 — микроэлектротермометр; 3 — холодильная установка; 4 — металлический сосуд; 5 — инерсная тарелка к вакуум-наосу; 3' — резервуар термостата; 3'' — холодильник (2 экз.).

соответствующую точку замедления; 2) микроэлектротермометра — для определения температуры жидкости, насыщающей образец, и 3) холодильной установки. Общий вид прибора дан на рис. 4.

Тарелка Комовского, как известно, является простейшим прибором, в котором при помощи вакуумного насоса можно создать вакуум до

0,3 мм ртутного столба. Подробно останавливаться на описании тарелки Комовского нет надобности, укажем только, что в дополнение к этому прибору нами внесено следующее приспособление: под стеклянным колоколом установлен металлический сосуд (а), наружный диаметр которого 125 мм, внутренний — 110 мм, высота — 70 мм. Вверху и внизу сосуда диаметрально противоположно расположены два отвода диаметром 8—10 мм, которые при помощи резиновых трубок соединены с выходными ниппелями, расположенными в чугунном диске тарелки. Сосуд имеет двойные стенки и дно, между которыми циркулирует охлаждающая жидкость. К ниппелям присоединяются резиновые трубки, подводящие и отводящие охлаждающую жидкость. Для замера температуры жидкости, насыщающей испытываемый образец, нами применялся электрогермометр сопротивления, описание которого дано выше. Для охлаждения насыщающей жидкости до заданной температуры применялась холодильная установка, также описанная ранее.

Подготовка прибора к работе производится в следующем порядке: тарелка Комовского включается в сеть холодильника, к клеммам тарелки подключается микроэлектротермометр сопротивления, наконечник которого опускается в жидкость, заполняющую сосуд (а). Ниппель (б) тарелки при помощи вакуумной резины соединяется с вакуумным насосом. Затем в резервуар термостата (з) заливается спирт или другая какая-либо незамерзающая жидкость, причем уровень спирта в ультратермостате должен располагаться не ниже, чем на 3 см от крышки термостата. В металлический сосуд (а), примерно на 2/3 его высоты наливается очищенный и обезвоженный керосин или другая нейтральная жидкость. Холодильник (з) до самого верха заполняется сухим льдом или смесью снега с поваренной солью. При загрузке холодильника следует следить за тем, чтобы вся спираль была окружена охлаждающей смесью. На этом заканчивается подготовка прибора к работе, но предварительно до начала опыта необходимо проверить работу прибора.

Проверка работы прибора производится в следующем порядке. Ультратермостат включается в электрическую сеть, и результате чего начинает работать насос, который по резиновой трубке нагнетает спирт в спираль холодильника. Затем охлажденный спирт также по резиновой трубке поступает в сосуд (а), где охлаждает до заданной температуры налитую в сосуд нейтральную жидкость и затем поступает в ультратермостат. При обратном подключении имеем новую картину: охлажденный в спирали холодильника спирт поступает в ультратермостат, приобретает там заданную температуру и затем уже из термостата поступает в металлический сосуд (а).

В результате циркуляции термостатирующая жидкость через 20—30 мин. приобретает заданную температуру, которая регулируется ультратермостатом. Целесообразнее, однако, обратное подключение рабочих приборов в холодильную сеть — в этом случае колебание температуры в приборе минимальное. Одновременно производится проверка работы микроэлектротермометра. Затем, при помощи рублика, включается вакуум насос и проверяется вакуум, создающийся под стеклянным колоколом тарелки. При включении насоса следует помнить, что стрелка на кране тарелки должна быть направлена в сторону насоса, а чашечка вокруг крана заполнена техническим вазелином. Проверка работы прибора длится 30—40 мин., после чего выключаются вакуум-насос, электротермометр и ультратермостат. Если обнаруживаются какие-либо неполадки (утечка спирта, малый вакуум, недостаточно низкая температура и т. д.), то их следует немедленно устранить. После повторного испытания прибор готов для проведения опытов. Определение пористости горных пород в описываемом приборе производится в лабораторных условиях. Температура нейтральной жидкости, в данном случае керосина, может быть понижена до минус 15—17°С, причем понижение до ми-

Таблица 1

Дата	№ образца	Описание породы	Влажность песчаника в %	Выс. образца в 2 до вакуумн. и израсхо- в. в % (А)	Выс. образца в 2 после вакуумирования и израсхо- в. в % (Б)	Т° керосина в котором насыщено испытываемый образец	Т° С воздуха в весах	Р пористость в %

Определение открытой пористости пород (рекомендуемая таблица)

Расчет открытой пористости производится по следующей формуле:

$$P = \frac{A - B}{A} \times 100\%$$

нус 5—7° С можно достигнуть, загружая холодильник смесью снега с вареной солью, а при больших понижениях загружая его сухим льдом (твердая углекислота). В ходе опыта необходимо следить за тем, чтобы холодильник был заполнен сухим льдом или охлаждающей смесью до самого верха. Если холодильник загружен смесью снега с солью, то надо следить за тем, чтобы вода, образующаяся при таянии снега, вовремя стекала через отводной шпиль холодильника.

В данном приборе возможно определение открытой пористости пород как в сухом, так и во влажном состоянии, насыщенных либо водой различной минерализации и предварительно замороженных при различных температурах, либо полностью или частично насыщенных нефтью и т. д. На этом же приборе возможно определение пористости и трещиноватости горных пород, образовавшейся в результате замораживания.

Методика определения открытой пористости плотных пород сводится к следующему.

1. Прибор включают в холодильную сеть, и керосин, которым напитаются образцы, охлаждают до заданной температуры.

2. Образцы породы весом 12—15 г, определенной влажности, предварительно замороженные при данной температуре, опускают в охлажденный керосин и вакуумируют до прекращения выделения пузырьков воздуха, но не менее чем полтора часа.

3. После окончания вакуумирования образцы взвешивают в керосине, предварительно охлажденном до температуры напитывающего керосина. Температура керосина, в котором взвешиваются образцы, может быть несколько ниже, чем температура керосина, напитывающего образец, но ни в коем случае не выше.

4. Затем образец вынимают из керосина и при помощи фильтровальной бумаги с его поверхности снимается лишний керосин и образец взвешивают в воздухе. Все эти операции производятся очень быстро. При отсутствии холодильной камеры взвешивание производится в предварительно охлажденных аналитических весах. Охлаждение весов производится при помощи твердой углекислоты, положенной в стаканчики, которые ставят в весы. Для определения температуры воздуха в весах устанавливается термометр. Температуру воздуха в весах следует поддерживать такой же, как температура напитывающего керосина (или несколько ниже).

Влажные образцы предварительно следует замораживать при заданной температуре. Время замораживания зависит от цели поставленного опыта, но надо иметь в виду, что для плотных пород, охлажденных до минус 5—7° С, температура начала замерзания фиксируется на приборе через 2—3 час. после установки образца в криостат.

Запись наблюдений при производстве опыта рекомендуется вести по схеме, иллюстрируемой табл. 1.

5. Прибор для определения газо- и водонепроницаемости горных пород при отрицательной температуре

Для определения газо- и водонепроницаемости горных пород при отрицательной температуре используется прибор системы ЛП-1, а для заделки образца используется как существующий, так и специально сконструированный патрон.

Общий вид прибора ЛП-1, приспособленного для определения газо- и водонепроницаемости пород при отрицательной температуре, представлен на рис. 5. Прибор состоит из баллона (1) с азотом или сжатым воздухом, с рабочим давлением до 150 атм, приспособления для заделки исследуемого образца (2), газовых часов для измерения расхода газа (3), ртутных (4) или пружинных манометров для измерения давления газа и холодильной установки (5), служащей для понижения температуры

186

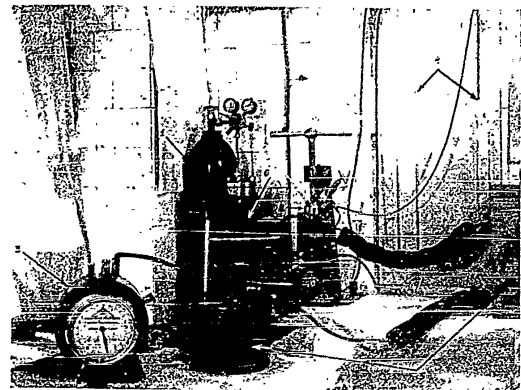


Рис 5 Общий вид прибора для определения проницаемости горных пород при отрицательной температуре.

1 — баллон с азотом или сжатым воздухом, 2 — приспособление для заделки образца; 3 — газовые часы; 4 — ртутные манометры; 5 — холодильная установка.

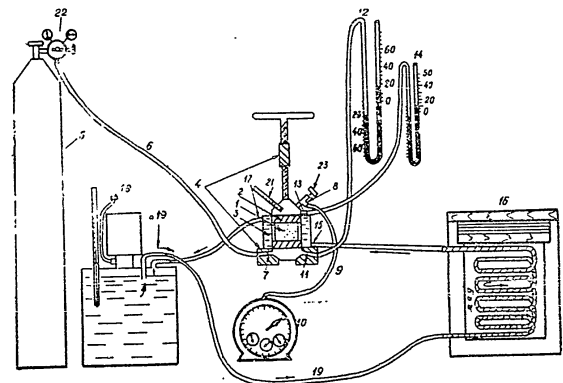


Рис 6 Схема прибора для определения газонепроницаемости пород при отрицательной температуре.

1 — исследуемый образец; 2 — патрон; 3 — часы; 4 — зажимное устройство; 5 — баллон с азотом; 6 — металлическая трубка; 7 — нижний шпиль зажимного устройства; 8 — верхний шпиль; 9 — резиновая трубка; 10 — газовые часы; 11 — шпиль к входному манометру; 12 — ртутный манометр, замеряющий давление газа на входе в образец; 13 — шпиль к выходному манометру; 14 — ртутный манометр, фиксирующий давление газа при выходе из образца; 15 — нижний шпиль кожуха; 16 — холодильник; 17 — верхний шпиль кожуха; 18 — ультракриостат; 19 — соединительная трубка.

187

образца, и буфера (6), в который наливается вода при определении водопроницаемости.

При подготовке прибора к работе (рис. 6) поступают следующим образом. Исследуемый образец (1) при помощи менделеевской замазки заделывается в патрон (2), который вставляется в кожух (3) и укрепляется в зажимном устройстве (4). Баллон с азотом (5) при помощи металлической трубки (6) соединяется с нижним ниппелем (7) зажимного устройства, а верхний ниппель (8) зажимного устройства при помощи резиновой трубки (9) соединяется с газовыми часами (10). Ниппель (11) при помощи резиновой трубки соединяется с ртутным манометром (12), замеряющим давление газа на входе в образец, а ниппель (13) — с ртутным манометром (14), фиксирующим давление газа при выходе из образца. Кожух (3), служащий для охлаждения образца, включается в сеть холодильника, причем, как уже указывалось, включение может быть прямым и обратным.

При прямом подключении нижний ниппель (15) кожуха при помощи резиновой трубки соединяется с холодильником (16), а верхний ниппель (17) — с ультратермостатом (18), последний, в свою очередь, при помощи трубки (19) соединяется с холодильником. После того как произведена сборка прибора, термостат холодильной установки заливается термостатирующей жидкостью (спиртом). Ящик холодильника заполняется сухим льдом или смесью снега с хлористым натрием. В газовые часы до определенного уровня заливается вода. На этом подготовка прибора к работе заканчивается.

а) Методика определения газопроницаемости пород при отрицательной температуре

С целью выяснения газопроницаемости пород мерзлой зоны при отрицательной температуре в лабораторных условиях было произведено ее определение как для талых пород при температуре +18 +23°С, так и для мерзлых — в диапазоне температур от 0 до -12°С, при различной степени их влажности.

Для определения газопроницаемости пород был выбран азот из тех соображений, что по своим физическим свойствам, как это видно из табл. 2, этот газ довольно близок к метану, являющемуся основной составляющей газов нефтяных месторождений [20].

Основные физические свойства азота и метана

Газ	Коэффициент диффузии азота, кг/сек/м ²	Темперопроводность, ккал/м час. град.	Плотность, кг/л	Молекулярный объем	Степень сжимаемости	Удельная теплоемкость при 20°С, 760 мм рт.ст.			
						при t = 0°С	760 мм рт/ст	0°	25°С
Азот	1,700	0,0196	1,2507	22,40	1,000	0,9077	0,251	0,178	1,40
Метан	1,760	0,0190	0,7168	22,36	1,000	0,9075	0,233	0,160	1,38

Порядок производства работы следующий.

1. Образец в форме цилиндра, слегка сходящегося на конус, размерами d₁=28 мм, d₂=26 мм, h=20—40 мм заделывается в патрон. Заделка образца должна быть очень тщательной, чтобы газ не проникал между образцом и стенками патрона. Затем образец вместе с патроном поме-

Таблица 3

№ образца	Наименование	Диаметр образца см d	площадь см ² F	длина см L	Р бар. атмосферное давление мм рт.ст.	t°С воздуха	t°С образца	М влажность азота в центнерах	Р ₁ на входе в образец рт./ст.	Р ₂ на выходе из образца рт./ст.	Т время сек.	Q расход газа см ³ сек.	Q _{приведенный} расход газа см ³ сек.	К коэффициент водопроницаемости дarcy	Кер дarcy
1															
2															
3															

Определение газопроницаемости пород (рекомендуемая таблица)

Расчет газопроницаемости производится по следующей формуле:

$$K = \frac{Q \cdot M \cdot L \cdot 760}{F \cdot (P_1 - P_2)}, \text{ где } Q = \frac{20 \cdot 760}{P_1 + P_2 + 2P_{бар}}$$

(Обозначения даны в табл. 3)

щается в холодильную камеру или холодильник и замораживается в течение от 2 до 18 час. при заданной температуре, в зависимости от условий опыта.

2. После замораживания патрон с образцом помещают в прибор для определения газопроницаемости, который включают в холодильную сеть, и понижают температуру термостатирующей жидкости до заданной.

3. Затем, при помощи вращения винта редуктора через образец пропускают охлажденный азот в течение 5—60 мин. под давлением 1—5 атм. За эти 5—60 мин. устанавливается равномерное движение флюида через образец, что отмечается при помощи манометров по установившемуся давлению на входе и на выходе образца.

4. После достижения установившегося режима движения газа приступают к производству замера объема его, прошедшего через данный

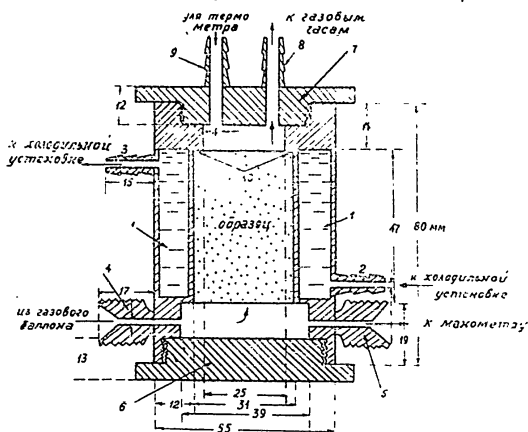


Рис. 7. Схема патрона конструкции НИИГА для заделки образца при определении газопроницаемости при отрицательной температуре.

1 — охлаждающая жидкость в кожухе; 2 — нижний ниппель кожуха; 3 — верхний ниппель кожуха; 4 и 5 — два ниппеля с винтовой нарезкой, расположенные друг против друга для пропускания газа в образец и к манометру; 6 — крышка, применяемая для достижения герметичности; 7 — крышка патрона; 8 — ниппель, соединяющийся с газовыми часами; 9 — ниппель, соединяющийся с термометром; 10 — плечики патрона

образец в известный промежуток времени. Для этого проходящий газ собирают в мерный сосуд или определяют его объем при помощи газовых часов, одновременно фиксируя время начала и конца опыта.

5. При определении газопроницаемости одновременно фиксируют температуру образца и барометрическое давление. Запись при проведении опыта производится по форме, приведенной в табл. 3.

При работе с патроном прибора ЛП-1 трудно поддерживать постоянную отрицательную температуру на протяжении длительного промежутка времени, так как между патроном с исследуемым образцом и кожухом, в котором циркулирует термостатирующая жидкость, имеется зазор, в который проникает воздух, с положительной температурой. Чтобы избежать этого, нами был сконструирован специальный патрон с кожухом (рис. 7), представляющий собой полый цилиндр высотой 190

80 мм в средней части с двойными стенками, расположенными на расстоянии 12 мм друг от друга, между которыми циркулирует охлаждающая жидкость (1). В патрон из холодильной установки по резиновой трубке, соединенной с нижним ниппелем (2), поступает термостатирующая жидкость, которая возвращается в холодильную установку. Диаметр отверстий в ниппелях 2 мм, наружный диаметр 4—5 мм. В нижней части патрона имеются два ниппеля (4 и 5) с винтовой нарезкой, расположенные друг против друга. В ниппелях и в стенке патрона имеются сквозные отверстия диаметром 2 мм. Ниппель (4) соединяется при помощи металлической трубки с газовым баллоном, на ниппель (5) при работе с большим давлением навинчивается пружинный манометр, а при работе с малым давлением — переходник, на который надевается резиновая трубка от ртутного манометра. Затем на нижнюю часть патрона навинчивается крышка (6), а для обеспечения герметичности употребляют резиновую площадку. На верхнюю часть патрона навинчивается крышка (7), в которой имеются два ниппеля. Ниппель (8) соединяется с газовыми часами, а ниппель (9) служит для термометра. В том случае, когда определение газопроницаемости ведется с противодавлением, в крышке (7) устанавливается еще один ниппель, который соединяется с манометром, замеряющим давление газа на выходе из образца. Крышка (7) навинчивается на патрон, а герметичность достигается при помощи резиновой прокладки. Образец исследуемой породы заделывается в патрон при помощи менделеевской замазки с таким расчетом, чтобы его верхний торец упирался в плечики (10) патрона. Определение газопроницаемости пород на этом приборе ведется в том же порядке, что и на приборе ЛП-1: вначале при помощи включения патрона в холодильную установку достигается заданная температура образца, затем после установившегося газового режима производится соответствующее наблюдение.

Кроме того, следует указать, что трубка, по которой газ поступает из баллона в образец, охлаждается при помощи сухого льда, в результате чего газ в патрон поступает охлажденным.

6) Методика определения водопрооницаемости плотных пород

Водопрооницаемость пород определяется на приборе ЛП-1, но патрон с образцом в этом случае устанавливается на воронку, вода же к образцу подводится сверху, а не снизу, как газ. Определение водопрооницаемости производится растворами солей различной концентрации.

1. Исследуемый образец породы, высушенный при температуре $+105^{\circ}\text{C}$ (до постоянного веса), взвешивают и затем насыщают водой соответствующей минерализации до состояния полной влагоемкости, после чего вновь взвешивают и рассчитывают влажность. Для ускорения процесса насыщения рекомендуется применять вакуумирование.

2. Насыщенный образец при помощи менделеевской замазки заделывают в патрон прибора ЛП-1 и в таком виде охлаждают его при заданной температуре в течение 3—4 час.

3. В буфер прибора ЛП-1 наливают воду соответствующей минерализации и охлаждают ее до заданной температуры.

4. Охлажденный патрон с образцом включают в холодильную сеть, открывая вентиль редуктора при помощи сжатого воздуха или азота, прогоняют воду из буфера под давлением через образец.

5. Началом опыта следует считать тот момент, когда установится равномерная фильтрация воды через образец. Обычно он наступает через 10—15 мин. после появления первых капель.

При определении водопроницаемости фиксируют объем воды, профильтровавшейся через образец за определенный промежуток времени, температуру воды, давление воды на входе в образец и выходе из него. Запись при проведении опыта производится по следующей форме (табл. 4).

Таблица 4
Определение водопроницаемости пород (рекомендуемая таблица)

№ образца	Наименование	Размеры образца			r - воды	Вязкость воды μ сантипуаз	Давление в атмосферах		Расход воды Q $\frac{cm^3}{сек}$	Кэф. коэффициент водопроницаемости K
		диаметр cm d	площадь cm^2 F	длина cm L			на входе P_1	на выходе P_2		
1										
2										
3										
4										
5										

Расчет водопроницаемости производится по формуле:

$$K = \frac{QML}{F(P_1 - P_2)} \text{ дarcy}$$

2. Теоретические предпосылки к вопросу о миграции газа и воды в пористой среде при отрицательной температуре

Подземная гидрогазодинамика является новым разделом в механике жидкостей, который развился в последние 30 лет, благодаря трудам русских ученых. Первое фундаментальное русское исследование по этому вопросу принадлежит профессору Московского университета Н. Е. Жуковскому, который в своей работе «Теоретическое исследование о движении подпочвенных вод», напечатанной в 1889 г., заложил основы теории движения жидкостей и газов в пористой среде. Однако только после Великой Октябрьской социалистической революции советские ученые на основе идей Н. Е. Жуковского занялись разработкой вопросов подземной гидрогазодинамики. Первыми исследователями в этой области были Н. Н. Павловский, затем В. Н. Шелкачев, И. А. Чарный, Б. Б. Ланук, М. Д. Миллюновичев и ряд других ученых. Но особая заслуга в исследовании этих вопросов принадлежит академику Л. С. Лейбензону, разработавшему стройную теорию движения природных жидкостей и газов в пористой среде [2, 7, 8, 9, 10, 11].

192

Для характеристики, хотя бы в общем виде, условий миграции газа и жидкости в породах, расположенных в зоне вечной мерзлоты, нами был проработан вопрос об изменении физических свойств газов и жидкостей при отрицательной температуре [1, 8, 9, 10, 11, 15] и проведен ряд экспериментальных работ.

а) Изменение физических свойств газов при отрицательной температуре

Основными физическими свойствами газов являются: внутренняя энергия газа, скорость движения молекул, диффузия, вязкость, теплопроводность, теплоемкость.

1) внутренняя энергия газа. При нагревании или охлаждении газа меняется энергия движения его молекул. Кинетическая энергия поступательного движения молекул газа определяется исключительно температурой газа.

Однако расчеты кинетической энергии поступательного движения молекул газа показали, что в пределах изучаемых нами температур $+20^\circ C$ — $-20^\circ C$ кинетическая энергия изменяется в незначительных пределах.

2) скорость движения молекул газа, как это видно из закона Максвелла, меняется в зависимости от температуры. Произведенные расчеты показали, что в пределах исследуемых температур изменение наиболее вероятной и средней квадратичной скорости, например, для метана колеблется в незначительных пределах:

$$\text{при } t = +20^\circ C \quad v_0 = 430 \text{ м/сек, а } \sqrt{v^2} = 511 \text{ м/сек,}$$

$$\text{а при } t = -10^\circ C \quad v_0 = 320 \text{ м/сек, а } \sqrt{v^2} = 484 \text{ м/сек.}$$

3) коэффициент диффузии газа при постоянном объеме с понижением температуры уменьшается, но в пределах исследуемых температур это изменение весьма незначительное: так, например:

$$\text{при } t = +20^\circ C \quad D = 17,1,$$

$$\text{а при } t = -20^\circ C \quad D = 15,9.$$

4) абсолютная вязкость характеризует собой сопротивление газа относительно сдвигу. Изменение вязкости газа от температуры (в пределах диапазона интересующих нас температур) имеет почти прямую зависимость, причем изменение вязкости с понижением температуры значительно [19], так, например:

$$\text{для азота при } t = 23^\circ C \quad \mu = 1766 \cdot 10^7 \text{ г/см сек,}$$

$$\text{а при } t = -21,5^\circ \quad \mu = 1563 \cdot 10^7 \text{ г/см сек,}$$

$$\text{для метана при } t = 23^\circ \quad \mu = 1079 \cdot 10^7 \text{ г/см сек,}$$

$$\text{а при } t = -20^\circ \quad \mu = 980 \cdot 10^7 \text{ г/см сек.}$$

5) коэффициент теплопроводности характеризует способность вещества проводить тепло. С понижением температуры теплопроводность газов уменьшается, но в пределах температур $+20^\circ C$ и $-20^\circ C$ это изменение незначительное, так, например:

$$\text{для азота при } t = 0 \quad \varphi = 5,66 - 5,73 \cdot 10^5 \text{ кал/см сек град,}$$

$$t = -78,4 \quad \varphi = 4,305 \cdot 10^5 \text{ кал/см сек град,}$$

$$\text{для метана при } t = 0 \quad \varphi = 7,145 \cdot 10^5 \text{ кал/см сек град,}$$

$$t = -75,6 \quad \varphi = 4,940 \cdot 10^5 \text{ кал/см сек град.}$$

6) Теплоемкость газов в пределах средних температур, какие мы имеем в рассматриваемых нами условиях, почти не зависит от температуры, а зависит от числа степеней свободы.

13 тр. листа, т. 67

193

Резюмируя все вышесказанное, можно прийти к выводу, что, в пределах изучаемых нами температур $+20^{\circ}\text{C}$ — -20°C , из основных физических свойств газом довольно резко меняется только вязкость. Изменение же остальных свойств почти не происходит или происходит в очень небольших пределах, не имеющих значения для наших экспериментов.

Переходя далее к вопросу о фильтрации газа в пористой среде, следует указать, что впервые эти процессы были исследованы Л. С. Лейбензоном [7—11]. В основу исследований ламинарной фильтрации газов в пористой среде была положена гипотеза, что скорость фильтрации газа прямо пропорциональна произведению проницаемости на градиент давления и обратно пропорциональна коэффициенту абсолютной вязкости газа.

Отсюда следует, что основными параметрами, определяющими скорость фильтрации газа в пористой среде, являются проницаемость пород, коэффициент абсолютной вязкости и градиент давления.

Исходя из этих предпосылок, все внимание при экспериментальных работах было направлено на изучение изменения газопроницаемости пород в зависимости от колебания температуры. Изучением же зависимости между температурой и вязкостью газов мы не занимались, так как этот вопрос разработан достаточно подробно и имеется целый ряд справочных таблиц, которыми мы и воспользовались [20, 21]. Изменение проницаемости, в зависимости от изменения давления, выражено рядом формул и достаточно подробно освещено в технической литературе, поэтому никакой необходимости заниматься этим вопросом не было.

б) Изменение физических свойств жидкостей при отрицательной температуре

При понижении температуры физические свойства жидкостей, так же как и газов, изменяются, но в пределах интересующих нас температур, вода, имеющая слабую минерализацию, переходит из жидкой фазы в твердую, а сильно минерализованная вода и нефть резко повышают свою вязкость.

Коротко остановимся на вопросе об изменении физических свойств воды при понижении температуры. Коэффициент поверхностного натяжения как воды, так и других жидкостей при понижении температуры увеличивается, далее известно, что при данном радиусе отверстия капиллярное поднятие тем выше, чем больше коэффициент поверхностного натяжения и, чем меньше плотность жидкости. Однако увеличение высоты капиллярного поднятия с понижением температуры незначительное и выражается оно в долях миллиметра на один градус. Значительно резко меняется высота капиллярного поднятия в зависимости от изменения радиуса пор. Так, например, при прочих равных условиях высота капиллярного поднятия при радиусе пор $r_1=0,1$ см равна 1,53 см, а при радиусе $r_2=0,05$ см равна 3,06 см.

Плотность воды с понижением температуры уменьшается, но это уменьшение незначительное.

Более резко с изменением температуры меняется вязкость воды, а именно, если при $t=+20^{\circ}\text{C}$ вязкость равна $\mu=1,05 \cdot 10^{-4}$ кг/сек/м², то при $t=0^{\circ}\text{C}$ она увеличивается до $\mu=1,80 \cdot 10^{-4}$ кг/сек/м², т. е. при понижении температуры вязкость является фактором, существенно влияющим на изменение скорости движения жидкости. Кроме того, вязкость изменяется и в зависимости от минерализации воды, так, например, если вязкость пресной воды при $t=0^{\circ}\text{C}$ равна $\mu=1,80 \cdot 10^{-4}$ кг/сек/м², то вязкость раствора 24,9% хлористого натрия $\mu=3,36 \cdot 10^{-4}$ кг/сек/м² [18].

Температура замерзания воды зависит от степени ее минерализации и с повышением последней температура понижается.

Но, кроме того, температура замерзания воды зависит от размера пор, в которых она заключена, что подтвердила своими опытами Т. Ф. Боровик-Романова [5], замораживая воду в капиллярах различного диаметра. С уменьшением диаметра пор температура замерзания воды, при прочих равных условиях, понижается. Этот факт имеет большое практическое значение, так как в зависимости от размера пор, а следовательно, от гранулометрического состава пород, при данной температуре вода может находиться в твердой или жидкой фазе. Исследованием этого вопроса занимался также М. И. Сумгин, замораживая воду в пленочном состоянии [14]. Некоторые экспериментальные работы были проведены и автором.

При рассмотрении расчетных формул по определению скорости движения как газов, так и жидкостей, выясняется, что во все формулы входит такой параметр, как коэффициент фильтрации или проницаемости пород, который зависит от пористости пород и вязкости фильтрующей жидкости или газа. Исходя из вышесказанного, нами и изучались пористость и проницаемость пород при отрицательной температуре. Изучением же вязкости воды при понижении температуры мы не занимались, так как этот вопрос хорошо разработан и мы воспользовались данными из справочных таблиц [20, 21].

Таким образом, для характеристики условий миграции газа и воды в пористых породах при отрицательной температуре проводились экспериментальные работы по определению: 1) температуры переохлаждения и замерзания воды различной степени минерализации в зависимости от влажности пород и от их литологического состава; 2) изменения пористости пород при отрицательной температуре в зависимости от степени влажности пород и их литологического состава; 3) изменения проницаемости пород в зависимости от температуры и влажности.

3. Экспериментальные работы

а) Характеристика исследуемых пород

Для экспериментальных работ были взяты мезозойские песчанники мелкозернистые с глинистым или карбонатно-глинистым цементом, реже с глинисто-кремнистым цементом и алевролитами.

Исследованию подвергался доставленный в лабораторию и медленно оттаивавший керн из мерзлой зоны.

Песчанники серого и светло-серого цвета в большинстве своем мелкозернистые, реже средн. и разномерные с глинистым, глинисто-карбонатным, иногда железистым и кремнистым цементом. Цемент либо поровый, либо цемент выполнения. Петрографический состав песчанников довольно однообразный.

Песчанники относятся к полимиктовым, в которых преобладают зерна кварца (40%). В отдельных зернах иногда встречаются в виде тончайших призмочек включения апатита. Некоторые зерна регенерированы. Полевые шпаты содержатся в количестве 10—20%, зерна их нередко хлоритизированы и серцитизированы. Кроме того, имеются обломки кремнистых пород и эффузивов. В виде единичных зерен присутствуют биотит, хлорит, рудные, широкон и ряд других минералов.

Форма зерен угловатая, реже угловато-окатанная. Размер зерен от 0,1 до 0,3 мм и только единичные зерна имеют размер 0,5—0,7 мм. Структура песчанника псаммитовая, иногда алевро-псаммитовая, текстура слоистая. Удельный вес песчанников 2,50—2,80, объемный вес 1,78—2,25 г/см³. Полная пористость песчанников колеблется в пределах от 12,3 до 36,3%. Открытая пористость от 11,89 до 34,35%. Полная влагоемкость от 10,4 до 20,8%. Естественная влажность песчанников по ряду скважин колеблется от 6,3 до 19,9%, но наиболее часто встречается влажность от 9,0 до 13%.

до 11,1%. Коэффициент водонасыщения исследуемых песчаников близок к единице.

Алевриты серого и темно-серого цвета состоят из мелких остроугольных класических зерен преимущественно кварца и глинистого известково-глинистого, или железистого цемента. Размер класических зерен 0,1—0,01 мм, изредка встречаются включения обломков пород размером до 0,4 мм в диаметре. Структура алевритовая, текстура часто слоистая. Удельный вес 2,7—2,8, объемный вес 1,80—2,30 г/см³. Полная пористость колеблется от 13,6% до 26,32%, открытая пористость наибольшая 11,0—14,0%. Естественная влажность колеблется от 6,64 до 10,6%, но наиболее часто встречающаяся 8,0—9,0%.

б) Температура замерзания и переохлаждения воды в породах

Определение температуры замерзания и переохлаждения воды в породах имеет большое практическое значение, так как породы различного литологического состава, при прочих равных условиях, могут быть в талом или мерзлом состоянии. При замораживании воды в сосуде и в порах

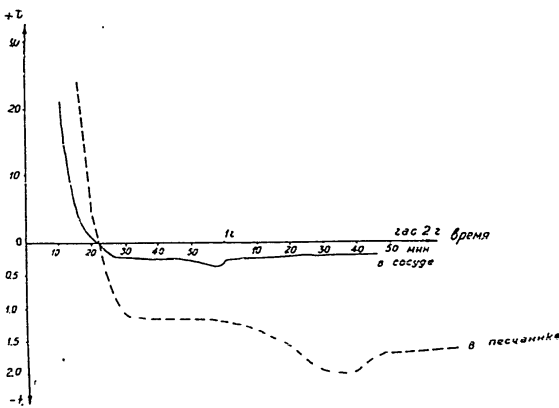


Рис. 8. Температурные кривые замерзания воды в сосуде и в породе.

породы процесс замерзания протекает различно, а именно, в порах пород он более длителен и температура переохлаждения и замерзания воды ниже (рис. 8). Это обстоятельство объясняется тем, что вода, попадая в поры породы, минерализуется за счет легкорастворимых солей, и, кроме того, при взаимодействии воды с поверхностью минеральных частиц на границе их раздела возникают силы, удерживающие молекулы воды у поверхности минеральных частиц и тем самым уменьшающие их подвижность. В результате действия этих сил, непосредственно у поверхности частиц образуется прочно связанная вода, находящаяся под давлением, достигающим десятков тысяч атмосфер, затем располагается рыхлосвязанная вода, подвергающаяся уже меньшему давлению (силой 10—20 атм. [6]) и наконец далее свободная — капиллярная и гравитационная вода. Таким обра-

196

зом, в порах происходит уменьшение подвижности воды, что затрудняет организацию молекул в кристаллическую решетку льда и в связи с этим понижается температура переохлаждения воды [16, 17, 18].

Вода, которая подвергалась замораживанию, имела весьма незначительную минерализацию (сухой остаток 0,0120 мг на литр). В то же время результаты исследования водной вытяжки из песчаника, насыщенного этой водой, свидетельствуют об увеличении ее минерализации (сухой остаток увеличивается до 0,1125 мг/л).

Переходя к анализу температурных кривых при замораживании воды в породах, укажем, что нами проводились две серии опытов: 1) при насыщении пород пресной водой и 2) при насыщении пород водным раствором хлористого натрия различной концентрации.

Первая серия опытов

Ход температурных кривых при замораживании песчаников при гигроскопической влажности, которая колеблется от 0,34 до 3,10%, показывает (рис. 9), что температурный скачок, фиксирующий момент начала кристал-

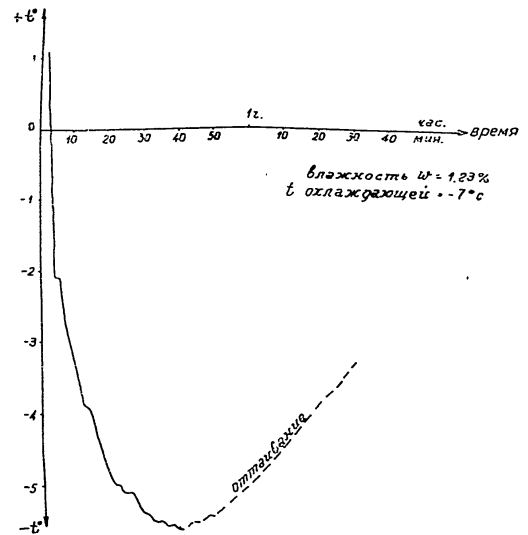


Рис. 9 Температурная кривая замерзания воды в песчанике при гигроскопической влажности.

лизации, т. е. момент перехода переохлажденной воды из жидкой в твердую фазу, не улавливается. Но на некоторых температурных кривых четко вырисовываются горизонтальные площадки, соответствующие температуре замерзания воды в порах. В песчанике, по-видимому, происходит перераспределение гигроскопической воды в порах и подтягивание ее к ме-

197

таллическому наконечнику термометра сопротивления, который и является своеобразной затравкой для кристаллизации.

Размер горизонтальных площадок на температурной кривой незначителен, так как количество воды весьма небольшое и она в короткий промежуток времени переходит из жидкого состояния в твердое. Температура замораживания этого вида воды в исследуемых песчанниках колеблется в пределах от $-3,15^{\circ}\text{C}$ до $-6,4^{\circ}\text{C}$.

На температурных кривых при замораживании песчанников в состоянии полной влагоемкости четко вырисовывается температурный скачок, фиксирующий температуру переохлаждения и замораживания воды в порах. Кроме того, почти на всех кривых наблюдаются горизонтальные площадки выше температурного скачка, которые, по-видимому, соответствуют температуре в момент зарождения центров кристаллизации. Это — температуры в интервале -1°C — -3°C , но наиболее часто встречающиеся $-1,10$ — $-1,50^{\circ}\text{C}$ (рис. 10). Здесь же следует указать, что по ряду кривых имеются несколько температурных скачков, как, например, в обр. № 54 (рис. 11), что свидетельствует об изменении фазового состава различного вида воды в порах песчанника. Вначале в твердую фазу переходит гравитационная вода, затем капиллярная и отдельные слои рыхлосвязанной. С понижением температуры величина температурного скачка уменьшается, что объясняется тем, что при переходе в твердую фазу гравитационной воды, имеющей больший объем, чем другие виды воды, выделяется значительное количество тепла. При кристаллизации воды капиллярной количество выделяемого тепла меньше, а рыхло связанной еще меньше, что наглядно видно на рис. 11.

В результате анализа температуры переохлаждения и замораживания в песчанниках, устанавливается (табл. 5), что температура колеблется в пределах от $-0,3$ до $6,4^{\circ}\text{C}$, причем пористость исследуемых песчанников, как полная, так и открытая, имеет сравнительно небольшой диапазон колебания. Ввиду того, что исследуемые песчанники равномерно мелкозернистые, то и размер пор в них, примерно, одинаков. Следовательно, различие в температуре замораживания воды в песчанниках при полной влагоемкости обуславливается не размером пор, а наличием в песчанниках различного количества легкорастворимых солей. Так, если сравнить температуру начала замораживания воды в песчанниках с результатами водных вытяжек из этих песчанников, то эта связь прослеживается весьма отчетливо (табл. 6).

Из табл. 6 видно, что с увеличением количества легкорастворимых солей понижается температура переохлаждения и замораживания воды в песчанниках.

Приведенные экспериментальные данные подтверждают, что при заполнении пор песчанников пресными водами почти все песчанники при атмосферном давлении и температуре ниже $-3,0^{\circ}\text{C}$ будут находиться в мерзлом состоянии, т. е. гравитационная вода в них будет представлять

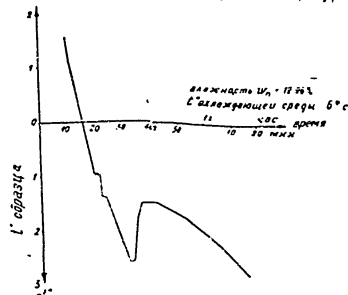


Рис. 10 Температурная кривая замораживания воды в песчаннике при полной влагоемкости.

Таблица 5

Изменение температуры переохлаждения и замораживания воды в песчанниках при изменении влажности

№ образца	Открытая пористость %	Влажность %		Температура		Температура		Температура	
		замораживания	переохлаждения	замораживания	переохлаждения	замораживания	переохлаждения	замораживания	переохлаждения
22	22,6	3,10	—	6,4	—	1,9	—	—	—
4	27,21	—	—	—	—	2,6	—	—	—
20	—	6,0	-3,1	-3,0	—	—	—	—	—
43	25,58	2,54	—	—	—	2,1	—	—	—
54	23,42	0,85	—	—	—	-2,9	—	—	—
35	26,86	1,26	—	4,05	—	-1,18	—	—	—
5	20,52	—	—	—	—	-4,5	—	—	—
38	20,34	2,92	-3,35	-3,3	—	-1,10	—	—	—
42	18,08	2,51	-4,05	-3,85	—	-2,3	—	—	—
46	24,68	1,16	-3,6	-3,1	—	-1,95	—	—	—
49	25,02	1,13	—	—	—	-3,1	—	—	—
41	16,49	2,23	—	—	—	—	—	—	—
73	13,19	2,76	—	—	—	-1,3	—	—	—
								7,98	-2,0
									-1,7
									-1,15
									-1,00
									-4,35
									-1,15
									-4,4
									-1,9
									-4,75
									10,47
									13,21
									14,85
									10,25
									13,72
									1,4
									1,5

Таблица 6
Сумма легко растворимых солей и температура замерзания воды в песчанниках

№ образца	При полной влагоемкости		Сумма легко растворимых солей в % на 100 г породы
	t° C переохлаждения	t° C замерзания	
54	-1,9	-0,3	0,1460
35	-1,15	-1,10	0,2189
22	-1,9	-1,4	0,2717
4	-2,6	-1,5	0,3122
43	-4,75	-1,5	0,4990
5	-4,4	-4,35	0,7628

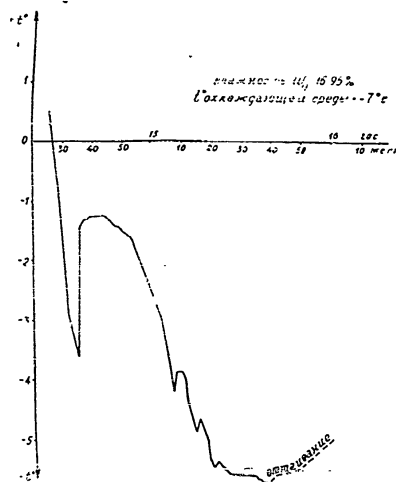


Рис. 11. Температурная кривая замораживания воды в среднезернистом песчаннике при полной влагоемкости

твердой фазой. При более высоких температурах гравитационная вода в отдельных слоях песчанников может сохраняться в жидком переохлажденном состоянии.

б) Алевролиты

Определение температуры переохлаждения и замораживания воды в алевролитах производилось при гигроскопической влажности и при полной влагоемкости. Гигроскопическая влажность алевролитов порядка

1—5%, а полная влагоемкость по существу равна капиллярной, так как поры в алевролитах имеют небольшие размеры и вцело заполняются капиллярной влагой. При замораживании образцов с гигроскопической влажностью при температуре охлаждения до -5 — -7°C , а затем и при более низкой -10 — -15°C температурных скачков не наблюдается. При замораживании образцов при полной влагоемкости в обр. № 114 наблюдается незначительный температурный скачок и температура переохлаждения равна $-4,7^\circ$, а температура начала замораживания $-4,6^\circ\text{C}$, в обр. № 118 температура замораживания равна $-4,15^\circ\text{C}$ и фиксируется на кривой горизонтальной площадкой. По другим образцам при охлаждении до -10°C температурных скачков не наблюдается.

Из приведенных данных следует, что при температуре выше -4°C алевролиты находятся в талом состоянии, т. е. вода, заполняющая поры, находится в жидкой фазе. При температуре ниже -4°C часть алевролитов переходит в мерзлое состояние, а часть из них даже при окружающей температуре -10°C продолжает оставаться в талом состоянии, т. е. вода в них продолжает сохраняться в жидкой фазе.

Определение температуры замораживания воды в аргиллитах, так же как и в алевролитах, производилось при гигроскопической и полной влагоемкости. Гигроскопическая влажность аргиллитов составляет 2—3%, а полная влагоемкость по существу равна капиллярной — 6—8%.

Анализ температурных кривых при замораживании аргиллитов (охлаждающая температура -5°C) обнаруживает, что вода в аргиллитах продолжает оставаться в жидкой фазе. При понижении температуры до -10°C вода в аргиллитах переходит в твердую фазу и температура замораживания ее $-5,25^\circ\text{C}$ в обр. № 66 и $-6,75^\circ\text{C}$ в обр. № 90. При точности термометра $0,05^\circ\text{C}$ в ряде образцов температурный скачок не улавливается.

Таким образом, при температуре -5°C аргиллиты находятся в талом состоянии, а при температуре ниже -5°C часть из них начинает переходить в мерзлое состояние, т. е. находящаяся в порах свободная вода переходит в твердую фазу.

На основании результатов, полученных при проведении первой серии опытов, можно сделать следующие основные выводы:

1) Вода в мелко- и среднезернистых кварцевых песчанниках, а известковистых песчанниках и песчанниках, с тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов при влажности, соответствующей полной влагоемкости, как правило, уже при температуре -3°C переходит в твердую фазу, т. е. песчанники находятся в мерзлом состоянии. Когда в песчанниках имеется большое количество легко растворимых солей больше 0,35—0,40%, то температура замораживания воды понижается до -5°C .

2) Вода в алевролитах и аргиллитах при температуре до -4°C остается в жидкой фазе и только при полной влагоемкости и температуре ниже -4°C вода в алевролитах начинает переходить в твердое состояние, а в аргиллитах переход воды из жидкой в твердую фазу начинается при еще более низких температурах порядка -5 — -6°C .

Вторая серия опытов

Вторая серия опытов производилась с песчанниками, которые насыщались до состояния полной влагоемкости водным раствором хлористого натрия различной концентрации. Для экспериментальных работ были взяты растворы хлористого натрия следующих концентраций: 2,4%, 4,7%, 9,0%, 13,0%, 16,6%.

При замораживании песчанников, насыщенных водным раствором хлористого натрия, температурные кривые отличаются от кривых, которые получаются, если песчанники будут насыщены пресной водой. Характерным для данных температурных кривых является наличие нескольких темпе-

ратурных скачков, причем прослеживается такая закономерность — чем больше концентрация насыщающего раствора, тем ниже температура, при которой происходит температурный скачок (рис. 12). Наличие на температурной кривой нескольких скачков свидетельствует о замерзании воды в порах песчанника не одновременно, а в несколько приемов. Физически этот процесс можно представить себе следующим образом: при понижении температуры вода, заключенная в порах песчанника, начинает охлаждаться и переохлаждаться. При определенной температуре в воде происходит формирование центров кристаллизации и выделяющееся при этом тепло вызывает мгновенное повышение температуры, что выражается скачком на температурной кривой. В результате кристаллизации вода, оставшаяся в жидкой фазе, приобретает более высокую концентрацию хлористого натрия и начинает кристаллизоваться при более низкой температуре. Такого рода процесс продолжается до тех пор, пока вся свободная вода не перейдет в твердую фазу, а часть хлористого натрия выпадет из раствора.

Анализируя температурные кривые по замораживанию песчанников, насыщенных раствором хлористого натрия различной концентрации, по данным 32 опытов получаем следующие результаты.

1. При насыщении песчанников раствором хлористого натрия концентрацией 2,4% температура переохлаждения воды лежит в пределах $-2,4$ — $-4,15^{\circ}\text{C}$, но наиболее часто встречающаяся температура от $2,4$ до $2,8^{\circ}\text{C}$; температура начала замерзания колеблется в пределах от $1,85$ до $-3,9^{\circ}\text{C}$, но наиболее часто встречающаяся — $-2,0$ — $-2,4^{\circ}\text{C}$.

2. При концентрации раствора в 4,7% температура переохлаждения колеблется в пределах $-2,75$ — $-5,2^{\circ}\text{C}$, но наиболее часто встречающаяся — $-4,0$ — $-4,5^{\circ}\text{C}$, а температура начала замерзания — $-2,55$ — $-5,0^{\circ}\text{C}$ и наиболее часто встречающаяся — $-4,10$ — $-4,70^{\circ}\text{C}$.

3. При концентрации раствора 9,0% температура переохлаждения — $-5,3$ — $-8,4^{\circ}\text{C}$, наиболее часто встречающаяся — $-6,7$ — $-8,2^{\circ}\text{C}$; температура начала замерзания колеблется в пределах $-4,6$ — $-8,3^{\circ}\text{C}$, наиболее часто встречающаяся — $-6,3$ — $-7,9^{\circ}\text{C}$.

4. При концентрации раствора в 13,0% температура переохлаждения понижается до минус $7,8$ — $-9,95^{\circ}\text{C}$, а наиболее часто встречающаяся минус $9,0$ — $-9,8^{\circ}\text{C}$, при этом следует отметить, что температура переохлаждения фиксируется не во всех проведенных опытах. В ряде образцов температурный скачок не улавливается и прибор сразу же фиксирует температуру начала замерзания. Температура начала замерзания колеблется от минус $7,35$ до $10,5^{\circ}\text{C}$, наиболее часто встречающаяся минус $8,7$ — $-9,8^{\circ}\text{C}$.

5. При концентрации раствора 16,6% температурный скачок улавливается также не во всех образцах. Температура переохлаждения воды в данном случае колеблется от минус $9,85$ до минус $13,9^{\circ}\text{C}$, наиболее часто встречаются температуры ниже -13°C . Температура начала замерзания колеблется в пределах минус $9,45$ — $-13,8^{\circ}\text{C}$, наиболее часто встречающаяся 11 — 12°C . Однако на фоне общего понижения температуры переохлаждения и замерзания воды с понижением концентрации хлористого натрия наблюдаются исключения. Так, в ряде образцов с повышенным содержанием хлористого натрия до определенной величины температуры переохлаждения и начала замерзания воды повышается. Например, для обр. № 55 температура начала замерзания при концентрации 4,7% выше, чем при концентрации 2,4%. В обр. № 43 и 46 температура замерзания при концентрации насыщающего раствора 9,0% выше, чем при концентрации 4,7% и далее, в обр. № 47 и 42 температура замерзания при концентрации хлористого натрия 16,6% выше, чем при концентрации 13,0%. Причины, вызывающие эти отклонения, по-видимому, кроются в метаморфизации растворов [28]. В условиях выполненного эксперимента при насыщении песчанников водным раствором хлористого натрия, когда в составе легко раство-

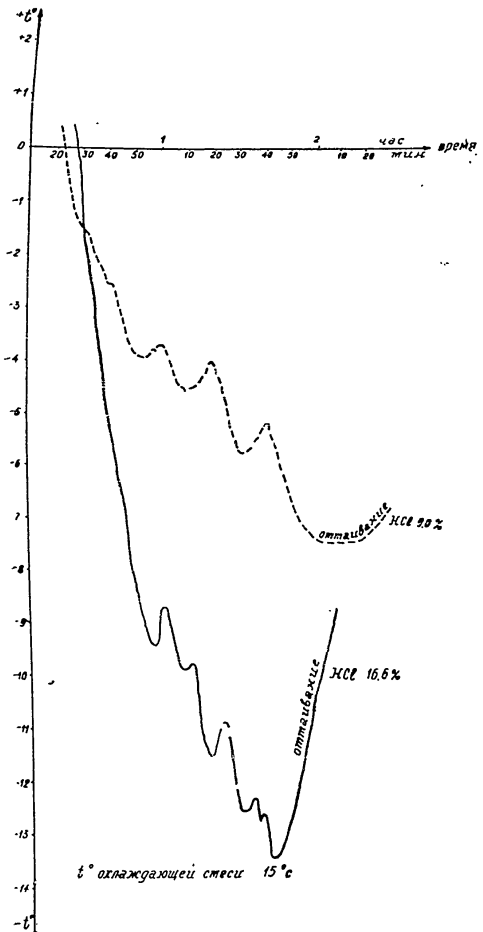


Рис. 12 Температурные кривые замораживания раствора хлористого натрия различной концентрации в песчаннике при полной влагоемкости.

рных солей песчанника имеется карбонат кальция и частично магния, происходит метаморфизация насыщающего раствора с выпадением твердых веществ. Следовательно, в процессе опыта фиксируется замерзание воды совсем иной минерализации, нежели исходный раствор. Причем метаморфизация насыщающего раствора для разных песчанников происходит при различных, но в каждом данном случае определенных концентрациях.

Процессы метаморфизации растворов при насыщении ими горных пород, особенно в условиях отрицательных температур, совершенно не исследованы. Но даже установление одного лишь факта метаморфизации растворов, циркулирующих в зонах отрицательных температур, имеет большое практическое значение для характеристики физического состояния зоны мерзлоты, для расшифровки физического смысла сложной мерзлоты и целого ряда других мерзлотно-геологических вопросов.

Рассматривая далее температуру замерзания водного раствора хлористого натрия различной концентрации, в порах песчанника и в открытом сосуде устанавливаем, что закономерность, полученная для пресной воды, в общих чертах сохраняется и для водного раствора хлористого натрия. Температура начала замерзания раствора в порах песчанника ниже по сравнению с температурой замерзания этого же раствора в сосуде, что объясняется меньшей подвижностью воды в порах пород и следовательно большей трудностью ее кристаллизации. По ряду образцов при некоторых концентрациях хлористого натрия температура замерзания воды в песчанниках оказывается выше, чем таковая в сосудах. Это явление тоже объясняется метаморфизацией насыщающего раствора за счет легко растворимых солей, а возможно, и за счет обменных оснований исследуемой породы.

На основании данных, полученных в результате проведения второй серии опытов, можно сделать следующие основные выводы: 1) с повышением минерализации воды, циркулирующей в песчанниках, температура переохлаждения и начала замерзания воды понижается; 2) при температуре до минус 5°С при атмосферном давлении вода с концентрацией хлористого натрия до 4,7% переходит в твердую фазу, а при больших концентрациях остается в жидком состоянии; 3) при температуре минус 10—11°С при атмосферном давлении в твердую фазу переходит вода с концентрацией хлористого натрия ниже 16%, при более высоких концентрациях вода сохраняется в жидком состоянии; 4) при насыщении песчанника раствором хлористого натрия происходит метаморфизация раствора, по-видимому, с выпадением твердой фазы, в результате чего изменяется температура переохлаждения и замерзания воды в порах песчанников.

3. Открытая пористость пород

Как уже указывалось выше, для рассмотрения условий миграции жидкости и газа важное значение имеет пористость пород. Полная пористость (сумма всех пор, как открытых, так и закрытых) определяется расчетным путем по удельному и объемному весам породы. Открытая пористость (сумма сообщающихся открытых пор) определяется путем насыщения породы керосином.

Изучение открытой пористости производилось на песчанниках при различной степени их влажности и при температуре плюс 18—20° и минус 5—7°С с предварительным замораживанием влажных образцов.

В результате экспериментальных работ получены следующие данные. Полная пористость песчанников колеблется в пределах от 12,3 до 36,3%. Открытая пористость при положительной температуре варьирует между 11,89—34,35%, причем в большинстве случаев полная и открытая пористость при положительной температуре очень близки между собой:

204

это свидетельствует о том, что большинство пор в песчаннике являются сообщающимися и что закрытые поры составляют весьма небольшой объем (1—3% из общей пористости) и только в отдельных образцах достигает 7—10%.

Экспериментальные данные при определении открытой пористости в условиях различной влажности и отрицательной температуре подтвердили теоретические представления об уменьшении пористости пород с увеличением их влажности и дали конкретные цифры для отдельных горных пород. При гигроскопической влажности открытая пористость пород не изменяется соответственно колебаниям температуры, так как гигроскопическая вода переходит в лед лишь при очень низкой температуре. На основании экспериментальных данных установлено, что при коэффициенте водонасыщения до 0,90 открытая пористость при отрицательной температуре больше нуля, т. е. что не все поры заполнены льдом. При водонасыщенности больше 0,90 пористость равна нулю, т. е. все поры заполнены льдом, но при этом в ряде образцов пористость значительно больше нуля, это объясняется тем, что вода, при замерзании расширяясь, раздвигает минеральные частицы, в результате чего образуются поры и трещины замораживания, т. е. в породе происходит нарушение структурных связей.

Практически очень важно знать, с какой пористостью мы имеем дело в каждом данном случае, с вновь образовавшейся, или же с объемом пор, не заполненных льдом. Зная открытую пористость сухой породы при отрицательной температуре, удельный вес и пористость влажной породы, мы всегда можем рассчитать коэффициент насыщения породы водой и следовательно определить природу пористости при данной влажности [12].

Определение открытой пористости при многократном замораживании производилось на образцах песчанников, в которых предварительно уже была определена такая пористость. Исследуемые образцы насыщались дистиллированной водой и сначала замораживались в течение времени от 1 до 19 час., затем подвергались оттаиванию и высушиванию, после чего вновь производилось определение пористости. Из приводимой табл. 7 видно, что при насыщении пород до состояния полной влажности уже при первом замораживании происходит увеличение пористости за счет нарушения структуры пород, что нередко сопровождается образованием трещин. После второго и третьего замораживания образцы песчанников, вследствие появившихся трещин, окончательно разрушаются. В ряде образцов при неполной влагоемкости изменения пористости, а следовательно и нарушение их структуры, не происходит даже при многократном замораживании и последующем оттаивании. В некоторых же образцах даже при неполной влагоемкости и многократном замораживании происходит лишь незначительное увеличение пористости, в основном за счет образования пор замораживания. Из приведенных данных можно сделать вывод, что при замораживании песчанников в состоянии полной влагоемкости в большинстве случаев происходит нарушение структуры пород, даже если они достаточно цементированы. При неполной влагоемкости, как правило, структура породы при замораживании не нарушается.

В результате проведенных экспериментальных работ можно сделать следующие основные выводы:

1. Большинство пор в песчанниках открыто, о чем свидетельствует незначительная разница между полной и открытой пористостью. Закрытая пористость для этих пород колеблется в пределах от 3 до 6%.

2. У песчанников при гигроскопической влажности изменения открытой пористости по сравнению с пористостью для образцов, высушенных при 105°С, почти не наблюдается.

3. Открытая пористость песчанников при отрицательной температуре уменьшается с увеличением влажности.

4. При полной влагоемкости открытая пористость песчанников в большинстве случаев равна нулю, но эта пористость нередко значительно

205

больше нуля, что связано с образованием пор и трещин при замерзании воды, находящейся в порах.

Таблица 7

Изменение открытой пористости песчаников при многократном замораживании образцов

№ образца	Пористость до замораживания	Пористость при первом замораживании	Пористость при втором замораживании	Пористость при третьем замораживании	Пористость при четвертом замораживании	Пористость при пятом замораживании
При полной влагоемкости						
18	30,49	36,28	36,12	растрескался при третьем замораж.		
19	36,10	36,44	36,41	растрескался при втором замораживании		
100	24,82	24,51	растрескался при втором замораживании			
105	18,05	19,03				
111	15,29	15,89				
26	14,97	15,32	16,50	растрескался при третьем замораж.		
28	22,70	23,22	26,36			
29	15,81	15,37	15,78	20,10		
15	1,62	2,32	2,19			
24	18,32	19,44	20,67			
32	10,26	—	10,09	10,18	10,24	10,92
17a	25,68	26,99	растрескался при втором замораживании			
При неполной влагоемкости						
53	12,30	11,07	12,82	—		
25	12,86	9,15	11,65	—		
30	26,52	22,09	24,39	—		
32	10,26	7,17	6,66	—		
33	9,17	7,05	8,04	—		
11	8,47	7,11	7,54	—		
18	27,52	23,75	24,79	—		
25	12,86	3,24	9,41	8,0	9,43	11,97
33	9,17	8,98	7,62	7,84	8,53	9,59
34	18,88	11,94	17,41	—		
10	0,75	9,94	10,23	—		
356	16,38	14,63	18,86	растрескался		

4. Проницаемость пород при различной температуре

Проницаемость характеризует собой проникновение жидкости или газа через пористую среду под давлением и имеет размерность площади. Коэффициент проницаемости при прочих равных условиях зависит от структуры грунта, т. е. от размера составляющих его частиц и их конфигурации. Существуют многочисленные теоретические исследования, посвященные выводу формул, выражающих зависимость коэффициента проницаемости от структуры грунта. Но до последнего времени для определения этого параметра пользуются экспериментальными данными.

В задачу исследований, предпринятых автором, входило только изучение изменения проницаемости песчаников при отрицательной температуре.

205

В итоге выполненных экспериментальных работ установлено, что газопроницаемость пород при положительной температуре различна. В направлении, перпендикулярном напластованию, газопроницаемость колеблется от нуля до 892 м. д.; а в направлении, параллельном напластованию, — от 0,34 до 1735 м. д. Для песчаников с прослойками алевролита и аргиллита в направлении, параллельном напластованию, проницаемость колеблется от 0,068 до 246,0 м. д. Для известковистых песчаников проницаемость еще меньше и в перпендикулярном направлении не превышает 0,08 м. д., а в параллельном направлении — 0,09 м. д.

Проницаемость алевролитов определялась лишь в двух образцах и выражается в сотых долях миллиардов, т. е. алевролиты практически почти непроницаемы. Проницаемость песчаников с глинисто-кремнистым и известковистым цементом в различных направлениях довольно близка, в то время как в песчаниках с прослойками алевролита и аргиллита проницаемость параллельно напластованию резко увеличивается по сравнению с таковой в перпендикулярном направлении. Вообще, наибольшей проницаемостью отличаются песчанники с глинисто-кремнистым цементом и, в направлении слоистости, песчанники с прослойками, тогда как известковистые песчанники и аргиллиты практически можно считать непроницаемыми.

Все экспериментальные исследования проводились на наиболее проницаемых образцах.

Первая серия опытов

С целью выяснения изменения проницаемости, в зависимости от изменения температуры, взяты были образцы, высушенные при температуре 105°С, и затем определялась их проницаемость при различных температурах (табл. 8, рис. 13, 14). Подробно эти материалы изложены автором в специальной работе [12]. Здесь же мы приведем только некоторые данные.

Таблица 8

Коэффициент проницаемости пород при различной температуре

Обр. № 7 Песчаник с прослойками алевролита и аргиллита K_1 м. д.	Обр. № 30 Песчаник средне-зернистый K_1 м. д.
$K_{-19,5} = 0,6$	$K_{+19} = 1735$
$K_{-2} = 168,0$	$K_{-3,4} = 2190$
$K_{-3} = 162,0$	$K_{-4,4} = 2054$
$K_{-4} = 156,0$	$K_{-6,4} = 1966$
$K_{-5} = 150,0$	$K_{-7,2} = 1986$
$K_{-6} = 152$	$K_{-8,4} = 1930$
$K_{-8} = 148$	$K_{-9,4} = 2016$
—	$K_{-11,4} = 1920$

Из табл. 8 и графика видно, что при понижении температуры газопроницаемость пород резко увеличивается, в отдельных случаях это увеличение происходит в несколько раз. При этом максимальная проницаемость наблюдается в интервале температур минус 2—5°С и после этого максимума коэффициент проницаемости до температуры минус 11,6°С резких колебаний не имеет. Увеличение проницаемости с понижением температуры можно объяснить изменением физических свойств газов. Как уже указывалось выше, вязкость газов с понижением температуры резко уменьшается, а при прочих равных условиях вязкость является одним из

207

основных компонентов, определяющих проницаемость пород. Чем менее вязкий газ, тем он легче и быстрее может проникнуть через поры породы.

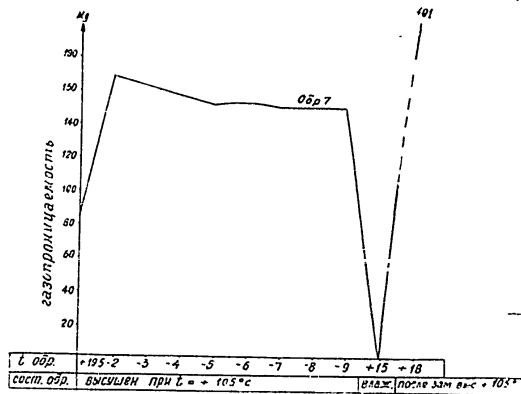


Рис. 13. Газопроницаемость среднезернистых песчанников при различной температуре

В настоящее время физический смысл тех явлений, которые связаны с максимумом проницаемости при температурах минус 2—5°С, еще не

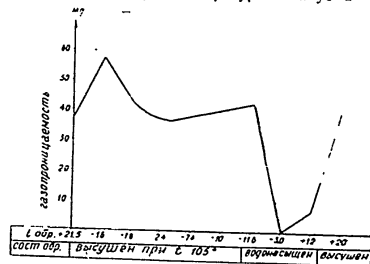


Рис. 14. Газопроницаемость мелкозернистых песчанников при различной температуре

раскрыт и не выяснено, является ли он выдержанным для пород различного литологического состава.

Вторая серия опытов

Ряд опытов проводился с целью выяснения изменения проницаемости в зависимости от влажности пород. В этом случае прослеживается определенная закономерность. В большинстве образцов, насыщенных водой, проницаемость при положительной температуре уменьшалась (табл. 9).

Это связано с уменьшением диаметра пор за счет водной пленки, окружающей минеральные частицы, что затрудняет проникновение газа через них. Так, в обр. № 30, представленном среднезернистым песчанником, в сухом состоянии проницаемость равна 1735 м. д., а при полной влажности она уменьшается до 0,023 м. д., т. е. практически порода становится непроницаемой. В песчанике с прослоями аргиллита (обр. № 7) проницаемость сухого образца равна 86,6 м. д., а влажного — 0,020 м. д., т. е. и в данном случае порода практически непроницаема. Но в то же время в ряде образцов при насыщении их водой проницаемость увеличивается, что связано с нарушением структуры породы, и в отдельных случаях приводит к образованию трещин. Так, в обр. № 51, представленном песчанником с глинистым цементом в сухом состоянии коэффициент проницаемости равен 0,37 м. д., а в образце при максимальной капиллярной влажности проницаемость увеличивается до 2,48 м. д., но трещины, видимые простым глазом, не наблюдаются; при полной влажности коэффициент проницаемости увеличивается до 10,0 м. д. и появляется явно различимая тонкая волосная трещинка. Та же картина наблюдается и в обр. № 50, представленном известковым песчанником, проницаемость которого в сухом состоянии равна 0,99 м. д., при капиллярной влажности увеличивается до — 3,12 м. д., а при полной влажности — 75,0 м. д., при этом также наблюдается образование трещин.

В обр. № 46, представленном песчанником с прослоями алевролита и аргиллита, проницаемость его в сухом виде равна 1,12 м. д., а во влажном — 2,3 м.

Таблица 9

Коэффициент проницаемости высушенных и влажных пород (в м. д.)

Состояние образца	Обр. № 30 песчанник среднезернистый	Обр. № 7 песчанник с прослоями аргиллита	Обр. № 51 песчанник с глинистым цементом	Обр. № 38 песчанник с известковым цементом	Обр. № 5 песчанник с известковым цементом	Обр. № 8 песчанник с известковым цементом	Обр. № 46 песчанник с алевролитом и аргиллитом	Обр. № 50 известковый песчанник	Обр. № 41 известковый песчанник с аргиллитом	Обр. № 42 известковый песчанник с аргиллитом	Обр. № 47 известковый песчанник с аргиллитом
Высушен при t 105°	1735	86,6	0,033	0,34	0,37	4,21	246,0	0,092	0,068	2,08	1,12
При капиллярной влажности t 20—23°	—	—	0,00	0,42	2,48	14,0	0,07	3,12	0,82	3,60	2,30
При полной влажности t 20—23°	0,023	0,020	—	—	10,0	—	—	75,0	—	—	—

Из табл. 9 следует, что в породах с большой проницаемостью нарушение структуры пород при насыщении водой не происходит. В образцах же с незначительной проницаемостью, особенно при наличии глинистого цемента, а также слоистых образцах при насыщении их водой образуются трещины, по которым и происходит движение газа. Переносить результаты этих опытов в природные условия приходится с большой осторожностью, так как в лабораторной обстановке снимается давление, имеющее место при естественном залегании пород. Но все же полученные данные имеют некоторое практическое значение, так как позволяют предполагать, что при влажности пород, соответствующей полной влажности, даже хорошо проницаемые породы практически становятся непроницаемыми, а при влажности, соответствующей капиллярной, песчанники с наличием открытых пор размером больше, чем капиллярные, обладают проницаемостью.

Данные о проницаемости влажных пород при отрицательной температуре приводят к следующим результатам (табл. 10).

Таблица 10
Коэффициент проницаемости пород в состоянии капиллярной влажности при различной температуре

№ образца	Температура в °С	Коэффициент проницаемости в миллдарн
Без предварительного замораживания		
46	+23,5	0,07
46	+ 4	10,64
46	- 5	66,42
42	+20	0,82
42	+ 4	2,30
73	+ 20	0,0
73	- 3,4	3,45
43	+20,0	8,60
43	+ 5,0	26,15
55	+21,0	0,0
55	+ 5,0	0,164
С предварительным замораживанием		
46а	-22,0	2,30
46а	- 5,0	0,35
38	+23,5	14,0
38	- 7,0	3,30
30	+16,0	0,02
30	- 5,0	0,004

Таким образом, в породах, находящихся в состоянии капиллярной влажности, с понижением температуры проницаемость ведет себя различно. Во всех образцах, не подвергавшихся предварительному промораживанию, с падением температуры проницаемость увеличивается. Это объясняется тем, что водная пленка, окружающая частицы грунта, не перешла в лед и, следовательно, с понижением температуры пористость сохранилась в прежнем виде, в то время, как вязкость газа уменьшилась. А как известно, проницаемость с вязкостью связаны обратной зависимостью. Особенно хорошо эта зависимость прослеживается в обр. № 46. Так, проницаемость песчаника в состоянии капиллярной влажности при температуре +20° равна 0,07 м. д., т. е. практически почти отсутствует. С понижением температуры до +4° С проницаемость увеличивается до 10,64 м. д., а при дальнейшем понижении температуры до -5° С проницаемость увеличивается до 66,4 м. д. Другими словами, влажный песчаник, практически газонепроницаемый при положительной температуре, с понижением последней до критической становится газонепроницаемым.

В том случае, когда образцы в состоянии капиллярной влажности перед определением проницаемости подвергались замораживанию при температуре ниже критической, проницаемость этих пород резко понижалась. В результате замерзания водной пленки, окружающей минеральные частицы, уменьшился размер пор, а следовательно, и общий объем открытой пористости, что влечет за собой уменьшение проницаемости.

На основании данных, полученных в результате проведенных опытов, установлено, что при отрицательной температуре далеко не всегда, как это принято думать, влажные и даже водонасыщенные породы являются

210

газонепроницаемыми. При понижении температуры до критической газонепроницаемость влажных пород увеличивается, и только при температуре ниже критической она резко уменьшается, а во многих случаях практически становится равной нулю. Этот факт имеет большое практическое значение при исследовании месторождений нефти, расположенных под толщей вечной мерзлоты.

Третья серия опытов

Третья серия опытов была проведена с целью выяснения изменения проницаемости пород после замораживания их в состоянии полной влажности и последующего оттаивания и высушивания. Результаты опытов приведены в табл. 11.

Таблица 11
Изменение коэффициента проницаемости пород после их замораживания и последующего оттаивания (в м. д.)

№ образца	Наименование породы	Коэффициент проницаемости до замораживания в м. д.	Коэффициент проницаемости после замораживания в м. д.
43	Песчаник мелкозернистый	2,08	2,10
51	Песчаник тонкозернистый	0,57	0,52
54	Песчаник среднезернистый	741	872
30	Песчаник среднезернистый	1735	2060
46	Песчаник с прослоями алевролита	1,12	45,8
42	Песчаник с прослоями аргиллита	0,058	5,04
38	Песчаник с прослоями алевролита	4,21	3,81
59	Песчаник с прослоями алевролита	4,0	13,80
47	Песчаник известковый	0,0	0,0
50	Песчаник известковый	0,08	0,11
55	Песчаник известковый	0,0	0,07
73	Алевролит	0,014	0,059
8	Алевролит	0,062	0,037

Таблица 11 показывает, что коэффициент проницаемости песчаников с небольшой проницаемостью после замораживания и последующего оттаивания не изменяется. При высокой проницаемости породы наблюдается значительное увеличение коэффициента, что связано с нарушением структуры пород. В песчаниках с прослоями аргиллита и алевролита, даже обладающих небольшой проницаемостью, при замораживании происходит нарушение структуры пород с образованием пор и трещин замерзания, в результате чего коэффициент проницаемости резко возрастает. В известковых песчаниках и алевролитах, отличающихся незначительной пористостью и проницаемостью, коэффициент проницаемости не изменяется и после замораживания.

5. Условия миграции жидкости и газа в пористых породах при отрицательной температуре

Как указывает Л. С. Лейбензон, проблемы подземной гидрогазомеханики отличаются от других технических проблем специфической трудностью, так как в данном случае жидкость или газ течет в поровых каналах, образуемых минеральными частицами, слагающими горные по-

14*

211

роды. Причудливость строения пор, изменчивость их поперечного сечения и шероховатость поверхности их стенок делают невозможным изучение движения флюида в каждом отдельном поровом канале. Единственным рациональным методом в данном случае является изучение средней скорости движения флюида. Л. С. Лейбензон разработана теория движения природных жидкостей и газов в пористой среде [10]. Уравнения движения несжимаемой жидкости через пористую среду в общей форме были даны еще Н. Е. Жуковским. В основу этих уравнений положена зависимость, согласно которой скорость фильтрации прямо пропорциональна произведению проницаемости и градиента давления и обратно пропорциональна коэффициенту абсолютной вязкости жидкости. Исследование же фильтрации газа в пористой среде впервые было проведено Л. С. Лейбензоном, который в основу исследований ламинарной фильтрации газа положил гипотезу о том, что скорость фильтрации газа прямо пропорциональна произведению проницаемости на градиент давления и обратно пропорциональна коэффициенту абсолютной вязкости газа. Им же было исследовано движение нефти в пористой среде, которая моделировалась газированной жидкостью [10].

Теория движения газа и жидкости в пористой среде является классической, обоснованной не только гидродинамически, но и экспериментально. В настоящей работе автор не исследует скорости движения жидкости и газов в пористой среде при отрицательной температуре, а лишь рассматривает изменение условий движения флюида в пористой среде при отрицательной температуре. В процессе экспериментальных работ было исследовано изменение основных факторов, обуславливающих движение газов и жидкости в пористой среде, в условиях отрицательной температуры в данном конкретном случае в мезозойских песчанниках севера Сибири.

Движение жидкостей и газов в горных породах происходит в мельчайших порах, образующих между частицами грунта каналы. В связи с ничтожным размером этих каналов и весьма незначительной скоростью движения в них при прочих равных условиях вязкость флюида играет главную роль. Течение в поровых каналах обычно считают ламинарным и, в целях упрощения математического выражения движения вязкой жидкости в порах, последние условно принимаются как цилиндрические с осами, расположенными параллельно, а частицы грунта приравниваются к частицам шарообразной формы. Такого рода грунт называют фиктивным. При рассматривании пористости пород можно убедиться в том, что полная пористость их не является тем объемом пор, по которому может передвигаться жидкость или газ, так как, если движение газа в породе может происходить по сообщающимся порам, то движение жидкости обусловлено еще и размерами сообщающихся пор. Объем тех пор, по которым происходит движение флюида, называется эффективной пористостью.

Для определения эффективной пористости имеется ряд способов, но, по мнению автора, эффективную пористость следует определять экспериментально, методом насыщения и одновременно для изучения структуры порового пространства необходимо изготавливать шлифы, пропитанные бакелитовым лаком, окрашенным радоминном. Расчетная пористость представляет собой геометрическую или истинную пористость. В естественных же условиях вокруг частиц грунта образуется пленка жидкости различной толщины, за счет которой происходит уменьшение пористости. В действительности мы наблюдаем, что некоторая часть жидкости, заполняющей фиктивный грунт, образует так называемую мертвую жидкость, которая увеличивает диаметр частиц и следовательно уменьшает диаметр поры. На основании математических вычислений, Л. С. Лейбензон считает, что максимальное уменьшение геометрической пористости, вследствие существования вокруг частиц грунта жидких пленок, составляет около 23%,

212

следовательно максимальное количество мертвой жидкости тоже составляет около 23% общего ее запаса [8].

Рассматривая влияние жидкой пленки вокруг частицы грунта на пористость и скорость фильтрации, Л. С. Лейбензон, пользуясь методом Слехтера, дает формулы для расчета эффективной пористости и изменения скорости фильтрации в зависимости от толщины водной пленки, окружающей частицу грунта. Так, например, при диаметре частиц 0,25 мм и толщине водной пленки вокруг них 0,001 мм, пористость уменьшается на 5%, а скорость фильтрации на 21%. Из этого следует, что существование даже очень тонкой пленки значительно влияет на величину скорости фильтрации жидкости. Кроме пленок, образующихся вокруг минеральных частиц грунта, при движении жидкости образуются еще и области застойной жидкости, которая не принимает участия в общем движении. Максимальное уменьшение геометрической пористости за счет водной пленки и застойной жидкости при наибольшей пористости достигает 36%.

Рассматривая с этих позиций изменение пористости пород при отрицательной температуре, получим следующие результаты. При наличии водной пленки вокруг частиц грунта, образующей связанную воду, при понижении температуры изменения пористости не произойдет, так как замерзание этой воды происходит при температуре значительно более низкой, чем существует в природных условиях. В том случае, когда водная пленка имеет большую толщину, т. е. налицо имеется свободная вода, которая при понижении температуры переходит в твердое состояние и увеличивается в объеме на 9%, произойдет уменьшение пористости. В приведенном выше примере с замерзанием водной пленки пористость уменьшится на 5,3%, а скорость фильтрации почти на 23%.

Проведенные автором экспериментальные работы подтвердили, что чем больше влажность пород, тем меньше при ее замерзании эффективная пористость. В том случае, если влажность равна полной влагоемкости, то при замерзании воды происходит нарушение структуры грунта с образованием пор и трещин замерзания. Таким образом, эффективная пористость пород с понижением температуры уменьшается. Расчет эффективной пористости можно производить по той же формуле, что и для положительной температуры, но толщину водной пленки надо принимать из расчета перехода воды в твердую фазу.

Условия движения жидкости в пористой среде являются функцией пористости, просвета и шероховатости. Это следует из основного закона фильтрации в естественном грунте, математически выраженного формулой:

$$Q = \frac{F \cdot Pd_e^2}{\mu h} (m, n),$$

где Q — расход жидкости, F — площадь, через которую происходит фильтрация, h — высота падения напора, d_e — эффективный диаметр частиц, μ — вязкость фильтрующейся жидкости, m — пористость, n — просвет (площадь прохода между частицами), e — шероховатость частиц.

Как уже было сказано, при замерзании воды в породах пористость уменьшается, соответственно уменьшается и размер пор, шероховатость же меняется настолько мало, что практического значения не имеет. Однако следует указать, что с понижением температуры резко возрастает вязкость жидкости, так, например, если вязкость воды при $t = +10^\circ\text{C}$ равна 1,3077 с. пуаз, то при $t = 0^\circ\text{C}$ она увеличивается до 1,7921 с. пуаз, а повышение вязкости понижает скорость фильтрации жидкости. Застойная жидкость образуется не только вследствие отрыва обтекающей жидкости от поверхности грунтовых частиц, но и вследствие наличия в грунте, наряду с более крупными порами, мелких пор, в которых вязкая жидкость лишена возможности передвигаться. Следовательно, чем ниже температура, тем больше вязкость жидкости и тем больший объем пор занимает

213

застойная жидкость. В песчанниках условия миграции жидкости зависят от температуры. Так, например, в исследованных песчанниках, которые в естественном залегании имеют коэффициент насыщения от 0,60 до 1,0, при понижении температуры до минус 3—4°С, открытая пористость не изменяется, так как водная пленка, обволакивающая частицы грунта, остается в жидком состоянии. При температуре ниже минус 4°С открытая пористость уменьшается за счет перехода воды из жидкой фазы в твердую. При насыщении песчанников более минерализованными водами уменьшение пористости пород происходит при температуре замерзания воды данной минерализации. По экспериментальным данным граничные температуры, при которых происходит уменьшение пористости песчанников, насыщенных минерализованной водой, следующие:

для 2,4% водного раствора хлористого натрия —	3,0°С
> 4,7%	> — 5,0
> 9,0%	> — 8,0
> 13,0%	> — 10,0
> 16,6%	> — 13,0

Далее, анализируя температуру замерзания воды в порах пород, выясняется, что чем меньше размер пор, тем ниже температура замерзания заключенной в них воды. По собранным экспериментальным данным вода в порах мелкозернистых песчанников замерзает при температуре минус 3°С, в алевролитах и аргиллитах при температурах соответственно ниже —4°С и —6°С.

Из этих данных следует, что наличие отрицательной температуры не обуславливает мерзлое состояние пород. В наших конкретных условиях при температуре до минус 3°С песчанники, алевролиты и аргиллиты находятся в талом состоянии и замерзание воды в них происходит только в яляющих трещинах. При температуре до минус 4°С в мерзлое состояние переходят песчанники, до минус 6°С алевролиты и при более низкой температуре аргиллиты.

Отсюда следует, что до температуры минус 3—4°С пористость песчанников не изменяется и скорость фильтрации жидкости уменьшается только лишь за счет ее вязкости. В алевролитах пористость не изменяется до температуры —4—5°С, но при этой температуре вязкость жидкости noticeably увеличивается, что вода, заключенная в порах, переходит в инертное, застойное состояние и даже при наличии неизменной пористости и без того незначительная фильтрация практически прекращается вообще. Уменьшение пористости при понижении температуры связано с переходом пленки воды из жидкого состояния в твердое, а температура замерзания воды зависит от степени ее минерализации и размера пор. Это означает, что в каждом конкретном случае имеется критическая температура, при которой происходит уменьшение пористости.

Проницаемость пород, как это видно из ее математического выражения:

$$K = \frac{Q \cdot L \cdot 760}{F \cdot (P_1 - P_2)},$$

где Q — расход газа, μ — абсолютная вязкость, L — длина пути фильтрации, F — площадь давления (при прочих равных условиях) тем выше, чем больше вязкость флюида. Кроме того, проницаемость зависит от пористости и эта зависимость дана Л. С. Лейбензоном в следующей приближенной формуле: $K = a \cdot m^4$, где a — постоянная для данного грунта, m — пористость, т. е. проницаемость тем больше, чем больше пористость.

Исходя из этих основных предпосылок, для жидкостей проницаемость пород с понижением температуры уменьшается, главным образом, за счет увеличения вязкости, а при наступлении критической температуры это уменьшение происходит и за счет уменьшения пористости.

214

В условиях положительных температур проницаемость газа, воды и нефти протекает в одинаковых физических условиях. При отрицательной же температуре эти условия и физическое состояние перечисленных флюидов различны. Рассмотрим каждый из флюидов в отдельности.

Проницаемость пород для воды при понижении температуры уменьшается за счет увеличения вязкости, а при наступлении критической температуры, когда вода переходит в твердую фазу, проницаемость равна нулю. Критическая температура, при которой проницаемость приближается к нулю, зависит от размера пор и от минерализации воды.

Проницаемость пород для нефти зависит еще и от других факторов. В свое время А. П. Крылов выдвинул гипотезу, согласно которой нефть, находящаяся в пласте, следует рассматривать как состоящую из неподвижной и подвижной частей. Неподвижная часть нефти, прилипая к частицам породы, не участвует в движении и, следовательно, уменьшает пористость, а тем самым и проницаемость пород. Но при понижении температуры растворимость газа в нефти понижается и нефть выделяет свой газ. Выделение газа из нефти при понижении температуры установлено экспериментально. Таким образом, при понижении температуры в порах породы движется смесь из подвижной нефти и газа, принадлежащего всей нефти, т. е. при понижении температуры нефть становится более вязкой это время, как газовый фактор увеличивается. Следовательно, с понижением температуры условия проницаемости пород для нефти ухудшаются за счет повышения вязкости и уменьшения пористости, а подвижность увеличивается за счет повышения газового фактора. Уменьшение пористости пород происходит, с одной стороны, за счет замерзания водной пленки, окружающей грунтовые частицы, если температура достигает размера критической, а с другой стороны — за счет увеличения неподвижной части нефти.

Проницаемость для бурового раствора с понижением температуры до критической уменьшается за счет повышения вязкости раствора, а при температуре ниже критической проницаемость через поры практически равна нулю.

При экспериментальных исследованиях было получено увеличение газопроницаемости сухих пород при отрицательной температуре. Физически это явление объясняется довольно просто: в сухих породах пористость не изменяется с переходом от положительной температуры к отрицательной, но при этом вязкость газа, в противоположность жидкости, уменьшается, а следовательно проницаемость увеличивается.

Как уже указывалось, максимальная газопроницаемость в песчанниках лежит в пределах температур минус 2—5°С, после чего газопроницаемость несколько понижается и остается почти постоянной до температуры минус 12°С. С чем связан максимум газопроницаемости в пределах этих температур, пока неясно. При определении газопроницаемости влажных песчанников с понижением температуры (до критической) газопроницаемость также увеличивается. Это связано с тем, что пористость в данном случае не изменяется, а вязкость газа уменьшается. При понижении же температуры ниже критической газопроницаемость уменьшается, что обусловлено уменьшением пористости при замерзании водной оболочки, облегающей грунтовые частицы. В том случае, когда песчанник имеет коэффициент водонасыщения близкий к единице, при температуре ниже критической газопроницаемость равна нулю.

ВЫВОДЫ

На основании комплекса проведенных экспериментальных работ можно сделать следующие основные выводы:

1. Температура переохлаждения и начала замерзания воды в породах зависит от размера пор, от минерализации воды, насыщающей данную породу, и от количества легко растворимых солей в данной породе.

215

При этом температура начала замерзания воды в породе, или так называемая критическая температура, тем ниже, чем меньше размер пор, чем выше минерализация воды, т. е. чем больше количество легко растворимых солей в породе.

2. Процесс перехода воды, заключенной в порах пород, из жидкой фазы в твердую не одновременный и мгновенный, а длительный и протекающий скачкообразно, о чем свидетельствуют скачки, отмеченные на температурных кривых, фиксирующих температуру замерзания различных видов воды в породах. Вначале происходит замерзание гравитационной воды, затем капиллярной и рыхло связанной. Гравитационная пресная вода в песчанниках замерзает при температуре до минус 3° С, капиллярная вода до минус 6—7° и рыхло связанная при еще более низких температурах.

3. Температура замерзания минерализованной воды тем ниже, чем выше минерализация. Однако, наряду с этим общим правилом, имеются и некоторые исключения. В ряде опытов температура замерзания более минерализованного раствора оказалась выше температуры замерзания воды с меньшей минерализацией, причем в различных образцах песчанников повышение температуры наблюдается при разной степени минерализации. Повышение температуры замерзания в этих случаях объясняется смещением эвтектической точки. Это явление в лабораторной обстановке для горных пород установлено впервые и, по-видимому, частично им и можно объяснить образование слоистой вечной мерзлоты.

4. Условия миграции жидкости и газа в породах при отрицательной температуре обусловлены пористостью и проницаемостью пород и вязкостью флюида.

5. Пористость пород, в которых отсутствует свободная вода, с понижением температуры не изменяется. Пористость влажных пород, при понижении температуры до критической, также не изменяется, а при температуре ниже критической уменьшается. При влажности пород, равной полной влагоемкости и температуре ниже критической, пористость равна нулю. Но в отдельных случаях, в результате замерзания воды в породе происходит нарушение структуры пород с образованием трещин и пор замерзания и связанное с этим повышение пористости. Практически всегда важно знать, с чем связана пористость мерзлых пород — с неполным их насыщением или с нарушением структуры. Установить это можно расчетным путем при производстве весьма сложных лабораторных работ, для чего требуется определить в полевых условиях естественную влажность пород, а в лабораторных — удельный вес и открытую пористость сухого образца при отрицательной температуре.

6. Эффективная пористость, т. е. тот объем пор, в котором может происходить движение жидкости, уменьшается с понижением температуры. Это объясняется тем, что с понижением температуры увеличивается вязкость жидкости и следовательно уменьшается ее способность передвигаться в мелких порах. Эффективная пористость зависит не столько от общего объема пор, сколько от их размера.

7. Проницаемость горных пород, в которых отсутствует свободная вода, для жидкостей с понижением температуры уменьшается за счет увеличения вязкости флюида. Во влажных породах, при температуре ниже критической, проницаемость уменьшается еще и за счет уменьшения пористости при переходе воды в лед. При полной влагоемкости пород и температуре ниже критической проницаемость практически равна нулю.

8. Проницаемость сухих пород для газа при понижении температуры увеличивается, что связано с уменьшением вязкости газа при отрицательной температуре. Максимальная газопроницаемость исследованных песчанников лежит в пределах температур минус 3—5° С.

9. Газопроницаемость влажных пород при понижении температуры до

критической увеличивается, а при температуре ниже критической и неполной влагоемкости пород — уменьшается. При полной влагоемкости газопроницаемость практически равна нулю.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андрианов П. И. Температура замерзания грунтов. Изд. АН СССР, 1936.
2. Арави В. И. и Наумеров С. Н. Теория движения жидкостей и газов в недеформированной пористой среде. Госиздат, 1953.
3. Боженова А. П. Переохлаждение воды при замерзании ее в почво-грунтах. Матер. по лаборат. исслед. мерзлых грунтов. Инст. мерзлотовед. им. В. А. Обручева, Изд. АН СССР, сб. 1, 1953.
4. Боженова А. П. Влияние теплоизоляции на процесс миграции воды в замерзающих грунтах. Матер. по лаборат. исслед. мерзлых грунтов. Инст. мерзлотовед. им. В. А. Обручева, Изд. АН СССР, сб. 1, 1953.
5. Бороник-Ромачева Т. Ф. Журнал Русского Физ.-хим. общ., т. 56, вып. 1, 1924.
6. Долгов С. И. Исследование подвижности почвенной влаги и ее доступности для растений. Изд. АН СССР, 1948.
7. Лейбензон Л. С. Движение газов в пористой среде «Нефтяное хозяйство» № 8—9, 1930.
8. Лейбензон Л. С. Подземная гидравлика воды, нефти и газа. Сб. труд. акад. Л. С. Лейбензона, т. II, Изд. АН СССР, 1953.
9. Лейбензон Л. С. Основной закон движения газа в пористой среде. Докл. АН СССР, т. XLVII, № 1, 1945.
10. Лейбензон Л. С. К теории движения газированной жидкости в пористой среде. Изв. АН СССР, сер. географ. и геофизич., т. X, № 1, 1946.
11. Лейбензон Л. С. Подземная гидрогазодинамика. Сб. труд. акад. Л. С. Лейбензона, т. II, 1953.
12. Лапина Н. Н. Изменение пористости и газопроницаемости пород при отрицательной температуре. Тр. Инст. геол. Арктики, т. 89, вып. 6, 1956.
13. Петрова Е. М. Взаимодействие рассолов карбонатного типа с растворами солей кальция и магния. АН СССР, Инст. общей и неорг. химии, М., 1953.
14. Сумгин М. И. Методы замораживания воды в пленочном состоянии. Сб. «Грунты, грунтовые и гранитные дороги», ЦИАТ, 1932.
15. Фриш С. Э. и Тиморева А. В. Курс общей физики, т. I. Гос. издат тех. теорет. литерат., 1953.
16. Цытович Н. А. К теории равновесного состояния воды в мерзлых грунтах. Изв. АН СССР, сер. географ., т. IX, № 5—6, 1945.
17. Цытович Н. А. Новый принцип механики мерзлых грунтов. Мерзлотоведение, т. I, № 1, 1946.
18. Цытович Н. А. О лабораторных исследованиях мерзлых грунтов. Матер. по лаборат. исслед. мерзл. грунтов, сб. 1, Изд. АН СССР, 1953.
19. Цытович Н. А. Механика грунтов, М., 1951.
20. Справочник по разделению газовых смесей.
21. Справочник химика, т. I, III Госхимиздат, 1951.

Н. С. СПИРО, М. В. ГОГОЛЕВА

ОБ ОПРЕДЕЛЕНИИ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА
ГЛИНИСТЫХ ПОРОД

Выяснение минерального состава глин необходимо как для изучения вопросов генезиса осадочных образований, так и для характеристики технических свойств глин.

При массовых анализах, однако, оказывается невозможным использование таких методов, как электронная микроскопия или рентгенография. В полевых условиях затруднительно получение и кривых нагревания.

Ряд методов, предложенных для характеристики минерального состава глин (окрашивание, титрование, определение рН суспензии), применяются лишь для предварительной качественной классификации глин. Между тем исключительная простота этих анализов делает желательным дальнейшую разработку методики их выполнения. С этой целью авторами была изучена возможность использования комбинированного метода окрашивания в кислую среду смесью индикаторов и потенциометрического титрования раствором солянокислого бензидина. Исследованы были наиболее распространенные минеральные глины и их бинарные смеси. Результаты определения минерального состава были проверены на ряде образцов глин, изученных различными методами.

Для окрашивания глинистых пород употреблялся смешанный краситель, приготовленный путем слияния 56,5 мл раствора метиленового голубого (0,1 г на 1 л воды), 2,5 мл метиленового красного (0,1 г на 60 мл спирта с добавлением 40 мл воды), 40 мл воды и 12 мл 0,1 N сорной кислоты. Навеска в 1 г тонкоизмельченной породы переносилась в цилиндр с притертой пробкой, емкостью 250 мл, затем заливалась 250 мл воды, тщательно взбалтывалась и оставлялась на сутки. Перед отбором пробы для окрашивания суспензия вновь взбалтывалась. Пипеткой емкостью в 10 мл отбиралась с уровня в 100 мл проба и переносилась в другой цилиндр на 100 мл, куда добавлялись 9 мл индикатора и вода для доведения общего объема суспензии до 100 мл.

Одновременно аналогичные операции выполнялись для стандарта, в качестве которого служила смесь окиси алюминия, силикогель или минеральная глинистая порода.

Сравнение испытуемого образца породы и стандарта производилось как по цвету, так и по интенсивности лучепропускания в колориметре при различных светофильтрах.

В табл. 1 представлены результаты определения цвета при сравнении с различными стандартами. Отличие отдельных минералов выступает достаточно четко. Не менее показательной является и величина, характеризующая оптическую плотность различных образцов. Воспроизводимость — удовлетворительная, как при сопоставлении данных повторных опытов, так и при сравнении образцов глинистых минералов из различных месторождений (табл. 2). Менее удовлетворительные результаты были

218

Таблица 1

Результаты окрашивания мономинеральных глин при сопоставлении с различными стандартами

Порода	Стандарты					
	бентонит	гидро- сляда	каолинит	бейделлит	Al ₂ O ₃	силикогель
Бентонит	бесцветный	розовый	розовый	сиренево- коричне- вый	кирпичный	красно- оранжевый (иногда фи- олетовый)
Бейделлит	бесцветный	бесцвет- ный	бесцвет- ный	бесцветный	бесцветный	бесцветный (иногда сла- бо жел- тый)
Гидросляда	бесцветный, сероватый	бесцвет- ный	бесцвет- ный	серо-оран- жевый	серый с желтизной	серо-зеле- новатый
Каолинит	синий	синий	бесцвет- ный	черный	черный без отлива	черный

Таблица 2

Сравнение результатов окрашивания мономинеральных глин различных месторождений (стандарт Al₂O₃)

Порода	Окраска	Высота столба	Месторождение
Каолин	черный	5,8	Винническое
Каолин	черный	5,8	Просняновское
Каолин	черный	4,0	Из коллекции ВСЕГЕИ
Каолин	серый	11,2	Трошковское
Монтмориллит	черный, с зеленым от- ливом	6,5	Из коллекции ВСЕГЕИ
Монтмориллит	черный, с коричневым оттенком	6,4	
Монтмориллит	ярко-розовый	17,5—18	Эгри-Чала (Азербай- джан)
Монтмориллит	красно-кирпичный	13,5	Эгри-Чала
Монтмориллит	светло-розовый	20,0	Из коллекции ВСЕГЕИ
Монтмориллит	розово-сиренева- тый	13—14,4	Пыжковское

получены только в опыте с бейделлитом при сопоставлении с окисью алюминия, что, по-видимому, связано с разной степенью набухания. Различие в величинах оптической плотности в большинстве случаев достаточно для суждения о минеральном составе глин, но лишь в том случае, когда в них отсутствуют примеси других глинистых минералов. Еще более четкие результаты могут быть достигнуты при сопоставлении значений, полученных при применении различных светофильтров (рис. 1). Максимальное различие имеет место в случае применения красного светофильтра (максимум светопропускания 633 мμ). Устойчивость полученных результатов позволяет сопоставить окраску бинарных смесей. В искусственно приготовленных минеральных смесях окраска изменяется закономерно с изменением состава смеси (табл. 3, 4).

219

Таблица 3

Определение минерального состава глинистых смесей путем сопоставления с окраской мономинеральных глин и стандартов.

Состав смесей и процентях	Результаты окрашивания при сравнении со стандартом					
	бентонит	гидрослюда	каолинит	бейделлит	Al ₂ O ₃	б
30 гидросл. + 70 каола	серый	темно-серый	сильно желтоватый	темно-коричневый	черный	
30 каола + 70 бент.	темно-фиолетовый	не окрасился	розовый	темно-фиолетовый	темно-серый	
50 каола + 50 бент.	бесцветный	серо-голубой	бледно-серый	серый	красно-коричневый	
50 гидросл. + 50 бент.	бесцветный	бесцветный	не окрасился	серо-белый	темно-серый	
10 бент. + 10 каола	бесцветный	серо-белый	бесцветный	бесцветный	светло-серый	
10 гидросл. + 10 бент.	серый	не окрасился	сильно-серый	темно-серый	темно-серый	
30 каола + 70 бент.	бесцветный	бесцветный	бесцветный	бледно-серый	серый	
10 бент. + 10 гидросл.	спиречный	не окрасился	розовый	темно-розовый	темно-бурый	
60 гидросл. + 40 каола	голубой с зеленоватым оттенком	серый	бесцветный	темно-серый	темно-серый	
80 гидросл. + 20 каола	темно-фиолетовый с коричневыми пятнами	бледно-серый	бесцветный	темно-коричневый	серый	
50 бент. + 50 каола	темно-фиолетовый с коричневыми пятнами	темно-фиолетовый с коричневыми пятнами	розовый	темно-фиолетовый	темно-коричневый	
70 каола + 30 бент.	темно-фиолетовый	темно-розовый	бесцветный	темно-серый	красно-коричневый	
40 гидросл. + 60 бент.	серо-зеленоватый	розовый	бесцветный	темно-серый	темно-серый	
70 гидросл. + 30 бент.	бесцветный	бледно-розовый	бледно-розовый	коричневый	коричневый	
20 каола + 80 бент.	бесцветный	бесцветный	бесцветный	бледно-серый	светло-серый	
30 бент. + 70 каола	бледно-розовый	бесцветный	бесцветный	бледно-серый	темно-серый	
30 бент. + 70 гидросл.	бесцветный	бесцветный	бесцветный	темно-серо-розовый	серый	
70 каола + 30 бент.	зеленоватый	серый	бесцветный	серый	темно-серый	
10 гидросл. + 10 бент.	бесцветный	бесцветный	бесцветный	бесцветный	серый	

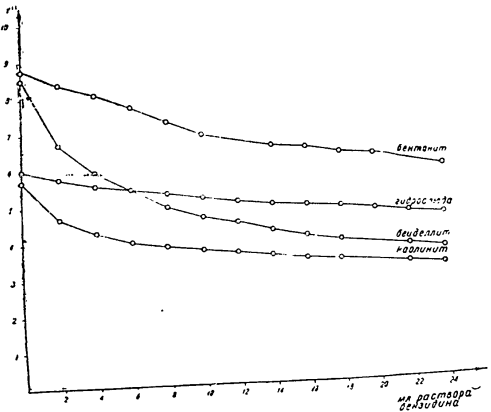


Рис. 2. Кривые потенциметрического титрования солянокислым бензидином мономинеральных глин

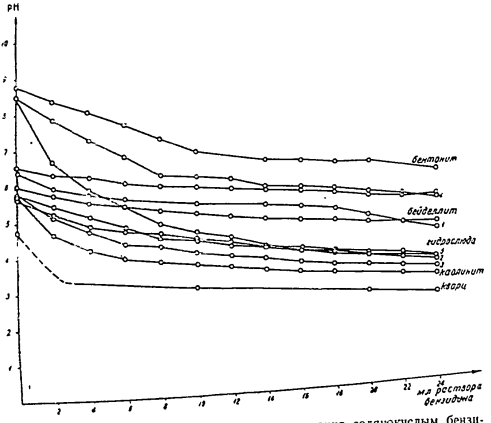


Рис. 3. Кривые потенциметрического титрования солянокислым бензидином мономинеральных глин и их бинарных смесей.

Существенную помощь в уточнении количественного состава смеси может оказать потенциометрическое титрование.

Наилучшие результаты были получены при титровании глинистых смесей солянокислым бензидином. При добавлении раствора бензидина к глинистой суспензии величина рН суспензии понижается. Характер изменения рН суспензий для отдельных минералов и их смесей весьма различный. Кривые титрования отличаются хорошей воспроизводимостью. Существенным преимуществом титрования с солянокислым бензидином является возможность осуществлять его в присутствии карбонатов кальция и магния, даже в том случае, когда содержание последних достигает 50%. Это свойство солянокислого бензидина очень ценно, так как исключает необходимость предварительной кислотной обработки глины.

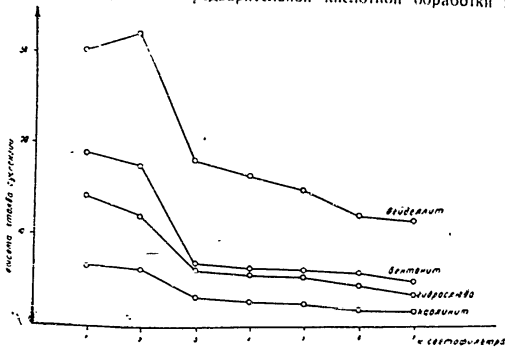


Рис. 1. Кривые оптических плотностей дисперсных глин

Обработка минеральными кислотами сказывается на характере кривых титрования и делает их не всегда воспроизводимыми. Кроме того, обработка кислотой значительно замедляет выполнение анализов. Для титрования употреблялся раствор $\approx 0,004$ N солянокислого бензидина (рН ≈ 3). Нормальность устанавливалась по 0,1 N раствору NaOH. Для выполнения анализа навеска тонкоизмельченной глинистой породы помещалась в специальный стаканчик, снабженный стеклянной мешалкой. Определение рН производилось на обычной потенциометрической установке с сурьмяным электродом.

Титрование начиналось с определения рН суспензии глинистого минерала (начальная точка кривой). Замеры рН делались после добавления к суспензии 2 мл раствора бензидина.

Характер кривых титрования чистых минералов и бинарной смеси представлен на рис. 2 и 3. Воспроизводимость данных достаточна для установления состава бинарной смеси с точностью порядка 10% (табл. 4).

Сопоставление кривых титрования различного состава бинарных смесей показывает, что свойства смесей не одинаковы и находятся в довольно сложной зависимости от соотношения количества компонентов смеси (рис. 3). Кроме того, в ряде случаев, имеет место наложение кривых титрования различных бинарных смесей. Это обстоятельство не позволяет

¹ Суспензия готовилась смешиванием 1 г глинистого минерала с 70 мл 0,01 N раствора хлористого натрия.

Таблица 4
Сравнительные данные по окрашиванию и потенциометрическому титрованию бензидином для мономинеральных глин и их смесей (стандарт Al_2O_3)

Состав смеси (в процентах)	Результаты колориметрирования		рН суспензии	Величина рН после добавления солянокислого бензидина в количествах		
	цвет	высота столба		10 мл	20 мл	24 мл
1	2	3	4	5	6	7
каолин	без отлива черный	5,8	5,72	3,87	3,58	3,50
20 као. + 20 гидросл.	черный	6,8	6,42	3,95	3,61	3,55
40 као. + 60 гидросл.	темно-серый с коричневатым отливом	9,7	5,72	4,20	3,80	3,72
20 као. + 80 гидросл.	серый с жел- тизной	11,6	6,15	4,31	3,90	3,80
гидросл. + као.	серо-коричне- вый с желтиз- ной	10,3	8,55	4,77	4,06	3,99
70 гидросл. + 30 бент.	коричневый	11,8	8,6	8,7	6,10	4,93
40 гидросл. + 60 бент.	красно-ко- ричевый	12,7	8,5	6,29	5,85	5,69
30 гидросл. + 70 бент.	коричневый	13,8	не определялся			
бентонит	кирпичный	14,0	8,77	7,02	6,66	6,42
70 бент. + 30 као.	красно-кир- пичный	11	8,27	6,10	5,40	5,29
50 бент. + 50 као.	фиолетово- коричневый	9,8	6,50	5,95	5,67	5,58
30 бент. + 70 као.	темно-корич- невый	8,4	6,65	5,60	5,20	4,80
10 бент. + 90 као.	черный без отлива	7,8	не определялся			
каолин	черный	5,8	5,72	3,87	3,58	3,50
70 као. + 30 бейд.	темно- серый	9,0	5,55	4,12	3,85	3,75
50 као. + 50 бейд.	темно-серый	11	5,6	4,35	3,95	3,78
30 као. + 70 бейд.	серый с жел- тизной	14,6	5,12	4,68	4,13	4,00
20 као. + 80 бейд.	светло-серый с отливом	14,7	5,59	4,59	4,14	4,00
бейделит	бесцветно- желтоватый	44,5	6,02	5,30	5,00	4,92
90 бейд. + 10 бент.	бесцветный	36,0	6,22	5,35	4,67	4,52
70 бейд. + 30 бент.	спиревый	35,5	7,57	5,99	5,60	5,45
50 бейд. + 50 бент.	ярко-розовый	27,3	6,55	6,03	5,77	5,71
10 бейд. + 90 бент.	темно-брус- ничный	14,2	8,37	6,65	5,86	5,81
бентонит	брусничный или кирпичный	14,0	8,77	7,02	6,66	6,42
бейделит	бесцветный	44,5	6,02	5,30	5,00	4,92
80 бейд. + 20 гидросл.	бледно-серо- ватый	24,1	5,55	4,90	4,31	4,20
50 бейд. + 50 гидросл.	светло-серый	20,0	6,32	4,71	4,12	4,00
60 бейд. + 40 гидросл.	бледно-серый	23,0	5,92	4,87	4,32	4,22
30 бейд. + 70 гидросл.	серый	15,2	5,72	4,55	4,08	3,93
гидросл. + као.	серо-коричне- вый с жел- тизной	10,3	8,55	4,77	4,06	3,99

воспользоваться данными одного лишь потенциометрического титрования для определения минералогического состава бинарной смеси. Состав смеси может быть охарактеризован с достаточной точностью лишь путем сопоставления результатов, полученных при применении обоих методов.

Таким образом, в результате выполненных исследований удалось внести количественную характеристику свойства, связанных с избирательной адсорбцией глины различного минерального состава. Предложенные методы в значительной степени сохраняют привлекательную простоту, позволяющую осуществить выполнение определений даже непосредственно на месте полевых работ.

Так как обычно состав глинистых смесей состоит не более, чем из двух минералов, то предлагаемая методика позволяет проследить не только за изменением основного минерала, но и за процессом нарастания или убывания примеси в глинистых породах по разрезу. Выполнение таких исследований другими методами даже в стационарных лабораториях до сих пор было весьма затруднительным. Поэтому предлагаемый метод открывает перед исследователями осадочных пород новые возможности.

16 p. 20 k.

STAT

ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
АРКТИКИ МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ТОМ 80

TRUDY NAUCHNO-ISSLEDOVATEL'SKOGO INSTITUTA
"GEOLOGII ARKTIKI. TOM 80. VYPUSK 5. 1958"

STAT

SBORNIK STATEI
СБОРНИК СТАТЕЙ
ПО ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ

ВЫПУСК 5

STAT

ТРУДЫ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ
АРКТИКИ МИНИСТЕРСТВА ГЕОЛОГИИ И ОХРАНЫ НЕДР СССР

ТОМ 80

СБОРНИК СТАТЕЙ
ПО ГЕОЛОГИИ АРКТИКИ

ВЫПУСК 5

Под редакцией
кандидата геолого-минералогических наук М. Ф. ЛОВАНОВА

ЛЕНИНГРАД
1958

Enclosure (2) to ... 24-59

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр
В. И. Устрицкий. О характере контакта перми и карбона на Пай-Хое	3
В. Д. Дибнер. Новые данные по стратиграфии мезозойских отложений и геоморфологии северо-восточного Таймыра	15
Л. Д. Мирошников, О. С. Шеглова. Мезозойские отложения Северного Таймыра и их угленосность	23
К. К. Демюков, Н. Е. Чернышева, И. К. Писарчик, О. М. Некрасова. Стратиграфия и фауна кембрия Сибирской платформы	41
А. А. Межвицк. Новые данные по стратиграфии ордовикских и силурийских отложений Северного Хараулаха	55
А. А. Межвицк. Трегинные отложения Северного Хараулаха	61
А. И. Гусев. К стратиграфии четвертичных отложений западной части Приморской равнины	79
Н. Н. Урванцев. Тектоника северо-западной части Сибирской платформы и перспективы никелевого орудения и нефтеносности	87
М. И. Ракин. Ультраосновные породы Анабарского щита	118
В. Д. Дибнер. Возможная диапировая структура в бассейне реки Пясны	134
П. С. Воронов, И. С. Егорова. Анализ ориентировки спрямленных участков речных долин юго-восточного Таймыра для изучения неотектоники	139
А. А. Кординов. Изученность минералогических коррелятивов обломочных пород Лено-Енисейской области	149
П. С. Воронов. О возможности нахождения девонских калийных и борных солей в районе Хатангского залива	182

В. И. УСТРИЦКИЙ

О ХАРАКТЕРЕ КОНТАКТА ПЕРМИ И КАРБОНА НА ПАЙ-ХОЕ

Вопрос о характере контакта пермских и каменноугольных отложений на Пай-Хое уже неоднократно рассматривался в литературе. В 1932 г. Н. Н. Иорданский, проводя маршрутные исследования в бассейне р. Коротанхи, установил, что в этом районе пермские отложения залегают на визейских известняках без видимого углового несогласия. На этом основании он предположил, что в начале среднего карбона Пай-Хой испытал эпейрогеническое поднятие и оставался сушей в течение всего среднего и верхнего карбона.

В 1933 г. А. А. Чернов [13] и Е. А. Шебарова [15] осмотрели несколько контактов пермских и каменноугольных отложений на юго-западном Пай-Хое. Граница перми и карбона проводилась ими по первому слою сланцев, залегающих выше визейских известняков, хотя они отмечали, что «в известняках встречаются и формы более высокого стратиграфического положения, как *Productus pustulatus* Keus и *Productus grunewaldti* Krot.» На р. Большой Талате в основании пермских отложений названными авторами была встречена брекчия известняков, которая рассматривалась А. А. Черновым как древняя кора выветривания. На основании указанных наблюдений А. А. Чернов [13], как и Н. Н. Иорданский [3], приходит к выводу о том, что отсутствие средне- и верхнекаменноугольных отложений в рассматриваемом районе объясняется эпейрогеническим поднятием и существованием континентального режима в течение среднего и верхнего карбона. Присутствие отложений верхнего карбона на мысе Чайка, где он был установлен Н. А. Куликом [5], А. А. Черновым вообще игнорируется.

В 1938 г. А. К. Крылова [4] выделила на юго-западном Пай-Хое отложения среднего карбона и подтвердила установленное Н. А. Куликом присутствие верхнекаменноугольных известняков. Она объясняла отсутствие этих отложений в некоторых районах юго-западного Пай-Хоя размывом, происшедшим на границе карбона и перми, и связывала это поднятие с проявлением варисийской складчатости. А. К. Крылова [4] установила, что верхний слой зеленовато-серых притизированных известняков, который предыдущие исследователи относили к карбону, содержит пермскую микрофауну, и, следовательно, граница перми и карбона должна проводиться не по появлению в разрезе терригенных отложений, а внутри известняковой толщи по смене фауны.

В 1949 г. Н. В. Шмелев специально изучил контакты пермских и каменноугольных отложений в Печорском бассейне и на юго-западном склоне Пай-Хоя. В результате тщательного проведенной работы он установил, что в обследованном районе пермские отложения повсеместно залегают на среднекаменноугольных известняках. В основании пермской терригенной толщи повсюду залегает характерная пачка зеленовато-серых мергелей; контакт их со среднекаменноугольными породами совер-

Тех. редактор Б. А. Анисимов Корректор Г. С. Вертлиб
 М-36244 Подписано к печати 28/VI 1958 г. Печ. л. 13,12 в т. ч. 5 вклеек
 Усл. печ. л. 17,97. Уч.-изд. л. 17,44. Бузгага 70 × 108^{3/16}. Цена 12 р. 20 к.
 Тираж 700 экз. Зак. 149

Типография им. Володарского Ленгиздата, Ленинград, Фонтанка, 57

шено согласный, перерыв в осадконакоплении устанавливается лишь по фауне.

Какие-либо обломочные породы в основании пермских отложений отсутствуют. Возраст базальных горизонтов перми или мергелистого горизонта определяется Н. В. Шмелевым как верхнеартинский, хотя указывается на присутствие в нем отдельных представителей верхнекаменноугольной фауны. Выше мергелистого горизонта повсюду залегает пачка однообразных аргиллитов, получившая в Воркутском районе название аргиллитовой подениты.

В течение 1949—1952 гг. В. И. Устрицкий вел съемочные работы масштаба 1:200 000 на северо-восточном и юго-западном Пай-Хое. В результате этих работ были получены новые данные о характере контакта пермских и каменноугольных отложений, которые и послужили материалом для настоящей статьи.

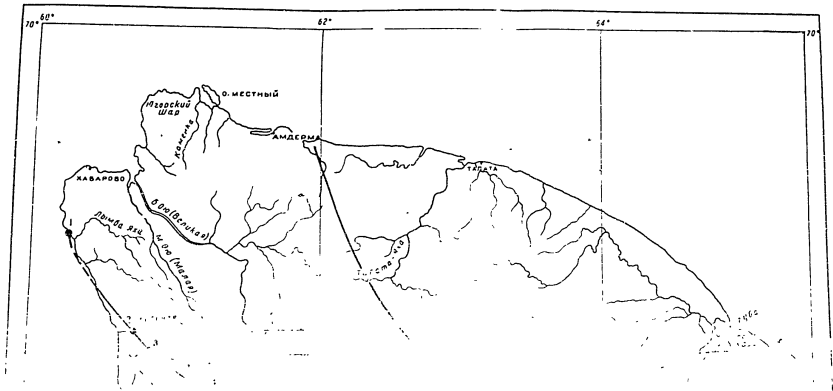
Вначале следует остановиться на описании разрезов юго-западного крыла пайхойского антиклинария, где имеется наибольшее количество хорошо обнаженных контактов пермских и каменноугольных пород, затем кратко описать разрезы северо-восточного склона Пай-Хоя и Печорского бассейна и рассмотреть вопрос о возрасте базальных горизонтов перми. Номера разрезов, на которые делается ссылка в тексте, соответствуют номерам на схеме (рис. 1).

Крайнее северо-западное обнажение пермских песчаников и аргиллитов встречено А. К. Крыловой [4] на безымянном мысе, в 3—4 км северо-западнее устья р. Лымба-Йка (разрез 1). Непосредственного контакта пермских и каменноугольных пород в обнажении не наблюдалось, однако присутствие рядом с пермскими аргиллитами известняков верхнего карбона с *Buxtonia juresanensis* (Tschern.), *Productus uralicus* Tschern., *Spirifer cameratus* Motton, *Brachythyrus ufensis* (Tschern.) и другой характерной фауной не оставляет сомнения в том, что пермские отложения залегают здесь на верхнекаменноугольных.

Непосредственный контакт пермских и каменноугольных пород наблюдался Е. А. Шебаровой [15] и А. К. Крыловой [4] в 30 км к юго-востоку, на р. Гусиной (разрез 2). Однако описание разреза, которое они приводят, чрезвычайно схематично. Как видно из описания Е. А. Шебаровой, пермские и каменноугольные отложения залегают здесь совершенно согласно. А. К. Крылова отмечает, что в основании пермских отложений залегает пачка пиритизированных зеленовато-серых известняков, которые мы следуя Н. В. Шмелеву, будем называть мергелистым горизонтом. Возраст известняков, на которые ложатся пермские отложения, остается неясным.

Очень хорошо обнажен контакт, находящийся в 8 км к юго-востоку, на р. Бельковской (разрез 3). Он был осмотрен Е. А. Шебаровой [15], А. К. Крыловой [4] и В. И. Устрицким. Пермские отложения залегают здесь на известняках верхнего карбона, содержащих фауну брахиопод *Diceloclostus* cf. *bathycolpos* (Schellw.), *Productus uralicus* Tschern., *Chonetes supramosquensis* Nik. На размытой, слегка волнистой поверхности одного и того же слоя белого известняка, наклонного под углом 75° на юго-восток, совершенно согласно залегают ленточнослоистые мергели (рис. 2). Непосредственно на контакте с известняками находится прослой мощностью около 2 см, обогащенный глинистым материалом и представляющий лишь слегка известковистый глинистый сланец. В этом прослое собрано много мелких брахиопод, из которых Д. Д. Степановым определены *Lino-productus achuovensis* Step., *Avonia* cf. *incisus* (Schellw.), *Spiriferella praesaranae* Step., *Martina corculum* Kut.

Выше описанного прослоя залегает слоистый мергель мощностью около 6 м. Мергелистые прослои мощностью 2—3 см чередуются с прослоями почти чистого известняка такой же мощности. Довольно часто встречаются скопления мелких кубических кристаллов пирита. В мергеле



собрано много кораллов, из которых М. С. Ж и ж и н о й определены *Lophocarinophyllum(?)* sp., *Lophophyllidium* sp., *Verbeekia(?)* sp. и представители нового рода кораллов. Ранее в этой же пачке мергелей А. К. Крыловой было встречено несколько фораминифер.

Выше среди пермских мергелей встречаются тонкие прослои черных аргиллитов; количество их быстро возрастает, и мергели постепенно переходят в аргиллиты аргиллитовой подсвиты.

Резко отличен от описанного контакт пермских и каменноугольных пород на р. Большой Талате (разрез 4), расположенный в 20 км к юго-востоку. Ранее этот контакт был описан рядом исследователей; автором

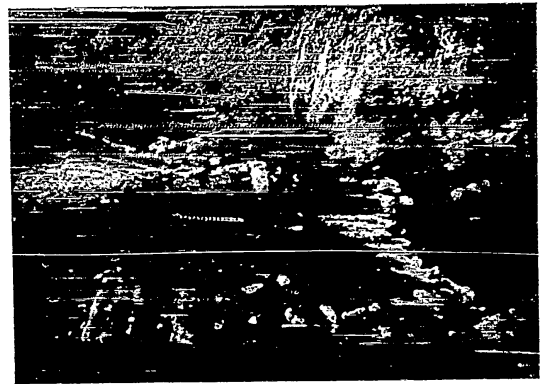


Рис. 2. Контакт пермских и верхнекаменноугольных пород на р. Бельковской. Справа от линии — верхнекаменноугольные известняки, слева — мергелистый горизонт.

он был осмотрен в 1952 г. На правом берегу г. Большой Талаты, на размытой поверхности визейских или нижнеямурских известняков с *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.), *Spirifer* cf. *baschkircicus* Jap. и пр. залегает своеобразный конгломерат с мергелистым цементом. Размер глыб в основании его достигает 1,5 м², выше они уменьшаются и сменяются мелкими валунами и галькой. В 5—6 м от контакта галька исчезает, и порода переходит в обычный зеленовато-серый мергель. Видимая мощность последнего — не более 2 м. Выше после некоторого перерыва обнажаются глинистые сланцы аргиллитовой подсвиты.

Степень окатанности глыб и валунов в описанных конгломератах резко различна: наряду с хорошо окатанными встречаются и угловатые. Видимо, поэтому А. А. Чернов назвал эти породы брекчией и рассматривал их как древнюю кору выветривания.

На левом берегу р. Большой Талаты крупногальчатые конгломераты отсутствуют, и прямо на визейские известняки ложатся мергели с редкой галькой; видимая мощность их не более 3 м. Более высокие слои на левом берегу не обнажаются.

Е. А. Шебаровой [15] в серых известняках (вероятно, в мергелях) найдены *Diclyoclostus gruenewaldti* (Krot.), *Productus* cf. *uralicus* Tschern., *Krotovia pustulata* (Keys.), *Linoproductus* cf. *lineatus* (Waag.) и *Marginiifera lobata* (Sow.).

А. К. Крыловой [4] в обломках известняков из конгломерата бы-

ла встречается *Atrypa desquamata* Sow., характерная для среднего девона, и *Waagenoconcha humboldti* (Orb.) и *Echinoconchus fasciatus* (Kut.), появляющиеся в отложениях не древнее верхнего карбона.

Разрез 5, расположенный в 50 км к юго-востоку на р. Янгарей, был описан Н. В. Шмелевым и В. И. Устрицким. В ядре антиклинальной складки здесь обнажается лишь мергелистый горизонт, подстилающие его породы на поверхность не выходят. Полная мощность мергелей неясна, видимая же мощность не превышает 3—4 м. Ни макроскопически, ни под микроскопом породы не отличимы от аналогичных мергелей на р. Бельковской, однако в отдельных прослоях мергеля встречается довольно много гальки различных известняков размером до 10 см.



Рис. 3. Контакт пермских (слева) и визейских (справа) пород на р. Косычей. В русле ручья — мелкие выходы мергелистого горизонта.

В одной из галек обнаружено несколько визейских фораминифер *Endothyra* ex gr. *globulus* (Eichw.), *Eostaffella* aff. *mosquensis* Wis., а также обломки *Gigantella* sp.

В самом мергеле встречено довольно много мелких кораллов, из которых М. С. Жижин и И. И. определены *Verbeekella* cf. *rothpletzi* (Gerf.) и *V. sp. n.* В шлифах попадаются разрезы мелких фораминифер. А. А. Герке определил отсюда *Nodosaria* aff. *longa* Lip., *N. ex gr. longa* Lip., *N. (Dentalina)* sp., *Getnizina* aff. *linguliformis* Lip., G. sp.

В верхней части мергелистого горизонта мергели переслаиваются с прослоями известковисто-глинистого сланца, содержащего редкие криноиды и отдельные гальки известняка диаметром до 20 см. Одна из таких галек оказалась переполненной визейскими *Striatifera striata* (Fisch.), в другой встречено несколько экземпляров *Letorhynchus* cf. *ursus* NaI. — формы, характерной выше обнажен контакт перми и карбона на правом притоке р. Хей-Яха, которому мы дали название ручья Косычей (разрез 6). Этот разрез был обнаружен В. И. Устрицким

в 1951 г. Он расположен на правом из двух ручьев, сливающихся вместе около впадения в р. Хей-Яха, в 3,5 км от устья. На протяжении 150 м ручей Косычей течет прямо по контакту в узкой долине глубиной до 20—25 м (рис. 3, 4). На левом берегу ручья тянутся непрерывные обнажения светло-серых толстослойных известняков с *Palaeosmia* sp., *Striatifera*

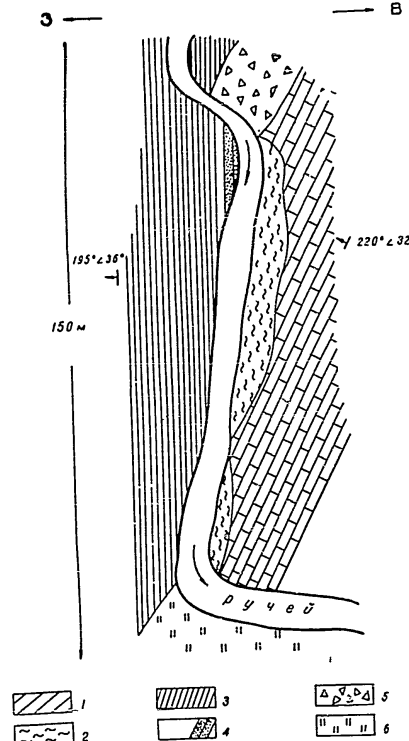


Рис. 4. План того же обнажения на р. Косычей. Условные обозначения: 1 — Визейские известняки; 2 — Мергелистый горизонт; 3 — Аргиллитовая подсытка; 4 — Прослой песчаника; 5 — Осыпь визейских известняков; 6 — Заледованный склон.

striata (Fisch.) и другой визейской фауны, падающих на юго-запад 220° под углом 32°. В нижней части склона, у самого ручья, на размытой неровной поверхности известняков с многочисленными ложбинами, промоинами и буграми залегают зеленовато-серые сильно пиритизированные мергели пермского возраста. Их мощность колеблется от 2 до 8 м; иногда они совершенно размыты ручьем, и к воде вплотную подходят обнажения визейских известняков. Отдельные прослои мергелей содержат многочисленную гальку различных известняков. При прослеживании

контакта мергелей с известняками карбона отчетливо видно, что вниз по ручью мергели ложатся на все более низкие стратиграфические горизонты и падают на юго-запад 195° под углом 36° . Разница в азимуте падения пермских и каменноугольных пород составляет около 25° , хотя угол падения слоев почти не меняется.

В мергелях собрана небогатая фауна. Кораллы, количество которых довольно значительно, представлены лишь одним видом *Verbeekella* sp. nov. (определение М. С. Жижинной). Из гонимитов Л. С. Либрович определил *Glaphyrites* cf. *pararhynchus* Ruzh. и *G. aff. angustilobatus* Ruzh. Из брахипод Д. Л. Степанову удалось определить только *Letorhynchus* cf. *riphaeus* Step.

Основная масса галек в мергеле представлена визейскими известняками с *Gigantella* и *Striatifera*, совершенно аналогичными подстиладам иловой фораминиферы башкирского зрса *Archaeidiscus baskiricus* Krest. et Theod., A. ex gr. *baschkiricus* Krest. et Theod., A. ex gr. *gregorii* Dain., A. *pustula* Grozd. et Leb., *Eostaffella* sp. В другой гальке была обнаружена *Pseudostaffella* ex gr. *paradoxa* (Dutk.), ука- зывающая уже на московский ярус. Выше мергелистого горизонта, на встречающихся среди аргиллитов, найдены *Uraloceras* cf. *bartense* (Vojn.) и *Paragastroceras* sp.

На р. Хей-Яха, в 1 км выше устья р. Косычей (разрез 7) визейские известняки тектонически контактируют с пермскими песчаниками; мергелистый горизонт и большая часть аргиллитовой подсытки здесь сред- пермских и каменноугольных отложений, расположенный в 4—5 км к востоку, на ручье Щели (разрез 7а). По его данным, на размытой по- верхности визейских известняков залегают конгломерат, содержащий гальку различных известняков, сцементированную алевролитом и песча- нком. Мощность конгломерата — около 1,5 м. Непосредственно на кон- прослоями глинистых сланцев туфогенных и аркозовых песчаников с разреза здесь выпадает мергелистый горизонт и вся аргиллитовая под- сытка мощностью около 60 м.

В 1951 г., проводя полевые работы по р. Хей-Яге, автор специально искал на ручье Щели указанный контакт, но обнаружить его не удалось. Поскольку выпадение из разреза мергелистого горизонта и аргиллитов- ставляется мало вероятным, мы полагаем, что описанный П. С. Во- ческим.

В 30—50 км к востоку в бассейне р. Сибирчи, ряд контактов перм- ских и каменноугольных отложений описан Н. В. Шмелевым. По его данным, контакт обнажен в нескольких местах: в двух пунктах на р. Сибирче, на р. Хальмер-Ю и на безымянном левом притоке р. Си- бирчи. Ввиду невозможности точно установить положение описанных Н. В. Шмелевым разрезов, на схеме бассейна р. Сибирчи они условно показаны как разрезы 8 и 9.

По мнению Н. В. Шмелева пермские отложения повсеместно за- легают на известняках среднекаменноугольного возраста. На р. Сибир- ча-Вож эти известняки содержат *Pseudostaffella gorskiti* Dutk., *P. an- baskirica* Dutk., *Eostaffella paraprotvae* Ra u s. и другую, характерную для самые верхние горизонты известняков фаунистически слабо характе- ризуются; возможно, что они относятся еще к визейскому ярусу. Во всех пунктах, где Н. В. Шмелеву удалось наблюдать непосредственный контакт, он оказывался совершенно согласным; на каменноугольные из-

вестняки ложится мергелистый горизонт, не содержащий гальки; мощ- ность его достигает 7 м. Выше залегают аргиллитовая подсытка.

Последний из известных на юго-западном склоне Пай-Хоя контактов пермских и каменноугольных отложений расположен в 30 км к юго-востоку, на р. Силове, вблизи устья р. Сезым-Шор (разрез 10). По данным Н. В. Шмелева, мергелистый горизонт залегают здесь на известняках карбона с *Archaeidiscus baskiricus* Krest. et Theod., *Profusulinella* sp., *Parastaffella bradii* Moell., *P. ex gr. pseudosphaerodea* Dutk. Пермские мергели и каменноугольные известняки залегают со- вершенно согласно, контакт между ними резкий, по никаких следов раз- мыва или обломочных пород в основании мергелистого горизонта нет. Мощность мергелистого горизонта на протяжении нескольких сот мет- ров меняется от 12 до 3 м.

В Печорском бассейне хорошо обнажен контакт карбона и перми на р. Воркуте. Мергелистый горизонт согласно залегают на известняках среднего карбона. Далее к югу мергелистый горизонт, по данным К. Г. Войновского, известен в верховьях р. Лемвы, на р. Сыб-Ю.

Как видно из изложенного, мергелистый горизонт с некоторыми изме- нениями выдерживается на протяжении более 400 км. На западе Пай-Хоя, до р. Бельковской, он совершенно согласно залегают на известняках верхнего карбона, причем обломочный материал в нем отсутствует. Во- сточнее на протяжении 80 км пермские породы ложатся на известняки нижнего карбона, причем в мергелях появляется большое количество гальки и валунов известняков с фауной среднего и верхнего девона, нижнего, среднего и верхнего карбона. По крайней мере, в одном пункте (разрез 6) установлено угловое несогласие. Восточнее, в бассейне рр. Сибирчи и Силовы, мергели снова согласно залегают на известняках среднего карбона. Обломочные породы в мергелях отсутствуют.

Возникает вопрос: откуда же могли быть применены валуны средне- и верхнедевонских пород, встреченные в пермских мергелях на рр. Боль- шой Талате и Янгаре. Как было показано выше, девонские отложения к северо-западу и юго-востоку от этих районов перекрыты нижне- и среднекаменноугольными. Юго-западнее, на поднятии Синькина Носа и р. Талате, мощность нижнекаменноугольных отложений, по данным Г. А. Чернова [14] и Д. К. Александра достигает почти 1000 м. Очевидно, валуны девонских пород могли быть принесены лишь с севера или северо-востока, т. е. с центральной части Пай-Хоя. Для про- верки этого предположения обратимся к имеющемуся скудному мате- риалу по характеру контакта перми и карбона на северо-восточном склоне Пай-Хоя.

Контакт пермских и каменноугольных отложений обнажен довольно хорошо только в районе р. Кары, около впадения р. Силовы. В этом районе контакты перми и карбона Е. Я. Радина и В. И. Устриц- ким встречены в нескольких местах.

Лучший разрез наблюдался на правом берегу р. Кары, в 3 км выше устья р. Силовы (разрез 11). На известняках и глинистых сланцах среднего карбона с *Ozawatnella* aff. *umbonata* V g a z h. et Pot. и *Eosta- ffella* sp. пов. залегают пачка светло-серых мягких рассланцованных мер- гелей, в которых довольно часто встречаются мелкие кристаллы пирита. В нижней части пачки находится пласт темно-серого, почти чистого из- вестняка мощностью 20 см. Общая мощность пачки — около 5 м. Кон- такт ее с подстилающими известняками резкий, но совершенно соглас- ный. Никаких органических остатков в мергелях обнаружить не удалось. Выше мергелей залегают однообразные черные аргиллиты с кремнистыми конкрециями, аналогичными тем, в которых на юго-западном склоне Пай-Хоя была встречена фауна пермских гонимитов. В 1949 г., когда Е. Я. Радина и В. И. Устрицкий осматривали описанный разрез, им не были известны аналогичные разрезы юго-западного склона Пай-Хоя. Поэтому на основании находки в известняках, подстилающих

мергели, среднекаменноугольных фораминиферы они отнесли мергели и залегающие выше аргиллиты к среднему карбону. При сравнении разреза на р. Каре с разрезами юго-западного склона Пай-Хоя выяснилось, что аргиллиты с конкрециями, находящиеся выше мергелей, неотличимы от аргиллитовой подсыты юго-западного Пай-Хоя и Печорского бассейна. Залегающая под ними пачка мергелей по положению в разрезе соответствует мергелистому горизонту и чрезвычайно похожа на него, хотя мергели на р. Каре содержат меньше карбонатного материала, значительно сильнее метаморфизованы и по внешнему виду приближаются к обычным глинистым сланцам. В целом сходство разрезов настолько велико, что вряд ли может оставаться сомнение в том, что мергели на р. Каре являются базальным горизонтом пермских отложений.

Другой разрез расположен на правом берегу р. Кары, в 1 км ниже (разрез 12). Он совершенно аналогичен описанному, однако мощность мергелей составляет здесь всего 0,5 м, и в них содержатся редкие мелкие галечки известняков. Ниже залегают известняково-сланцевая пачка среднего (?) карбона, выше — аргиллиты аргиллитовой подсыты. Контакт мергелей с теми и другими настолько обычный, что при осмотре разреза создается полное впечатление постепенного перехода от намюрских обломочных известняков с *Gigantoproductus edelburgensis* (Phill.) к среднекаменноугольным сланцам и известнякам, а также к пермским аргиллитам.

В 300 м к северу, на небольшом правом притоке р. Кары, на сланцах, по-видимому, среднекаменноугольного возраста залегают крупногалечные конгломераты. Видимая мощность конгломерата составляет около 2 м, истинная неясна из-за плохой обнаженности. Выше конгломератов располагаются породы аргиллитовой подсыты. Размер галек в конгломерате достигает 20—25 см. Среди галек встречены:

1. Светло-серый крипнокристаллический органогенный известняк, переполненный фораминиферами, водорослями, криноидеями, остракодами. Л. П. Гроздиловой отсюда были определены *Parastaffella ex gr. struwei* Moell., *Endothyra* ex gr. *omphalota* Raus., *Hyperammia vulgatis* Raus. и другие визейские фораминиферы.

2. Светлый неравнозернистый известняк с редкими водорослями *Umbella bella* Masl., указывающими на девонский возраст галек.

3. Серый мелкозернистый известняк с обломками неопределимых фораминифер.

4. Черный кремнисто-глинистый сланец.

Западнее нижнего течения р. Кары контакты пермских и каменноугольных отложений неизвестны. В верховьях р. Сопчи, на ее правом притоке — ручье Верхнем (разрез 14), В. И. Устрицким установлены известняки башкирского яруса с *Ozawatnella* aff. *umbonata* Brazh. et Rot. и *Oz. ex gr. tingi* (Lee). После 300-метрового перерыва, ниже по ручью, начинаются обнажения аргиллитовой подсыты. Очевидно, пермские отложения залегают здесь на породах не древнее среднего карбона, однако характер контакта остается неизвестным.

Юго-восточнее пос. Амдерма Б. Б. Чернышев и В. Н. Кузнецов проводили границу перми и карбона внутри песчано-сланцевой толщи, залегающей выше нижнекаменноугольных известняков, не наблюдая непосредственных контактов и не приурочивая ее к какому-либо определенному горизонту. Вся аргиллитовая подсыта относилась названными исследователями к карбону. Так как восточнее пос. Амдерма Б. Б. Чернышевым встречены известняки с *Archaeodiscus* sp., то очевидно, пермские отложения залегают здесь на породах не древнее визейских.

На центральном Пай-Хое, в верховьях рр. Талата-Яха и Саа-Яха, контакты пермских и нижележащих пород нигде не обнажены; однако после перерыва, отделяющего выходы пермских и среднепалеозойских пород, повсюду начинаются обнажения аргиллитовой подсыты, зале-

гающей в основании пермских осадков. Во всех случаях разными авторами отмечается значительное отличие в степени дислоцированности этой однообразной толщи и нижележащих пород: аргиллиты залегают почти горизонтально, в то время как подстилающие их породы смяты в сложные складки.

Тот факт, что к обнажениям карбона, девона и даже силура повсюду почти вплотную подходят самые нижние горизонты пермской терригенной толщи, резкое различие в степени дислоцированности и находки в базальных конгломератах, залегающих в основании перми в различных пунктах Пай-Хоя, девонской фауны убедительно говорят о том, что в этом районе пермские отложения трансгрессивно залегают на каменноугольных и девонских, а не контактируют с ними тектонически, как это было показано С. Н. Волковым [1] на сводной геологической карте масштаба 1:1 000 000.

В свете этих данных кажется вполне вероятным, что Карский надвиг, по которому, согласно указаниям А. В. Хабакова [14], на восточном Пай-Хое тектонически контактируют пермские и силурийские породы, не существует, и пермские отложения в этом районе залегают на силурийских трансгрессивно. Это предположение, разумеется, не относится к более южным районам.

Перейдем к рассмотрению вопроса о возрасте мергелистого горизонта. В районе р. Воркуты возраст его, на основании данных С. В. Максимовой и Н. В. Шмелева, считается верхнеартинским. В 1951—1952 гг. В. И. Устрицкий собрал в мергелях на юго-западном склоне Пай-Хоя фауну брахиопод и гониатитов, указывающих на верхнекаменноугольно-сакмарский возраст вмещающих пород. На основании того, что мергелистый горизонт в Печорском бассейне и мергели на Пай-Хое имеют различный возраст, автор дал последним название косычской свиты, по ручью Косычей (разрез 6), где наблюдались лучшие ее обнажения.

Тщательный просмотр списков фауны мергелистого горизонта, собранной в различных пунктах Пай-Хоя и Печорского бассейна, показывает, что в возрасте мергелистого горизонта на Пай-Хое и в Печорском бассейне значительной разницы не существует, и, следовательно, выделение косычской свиты излишне.

Одна из важнейших стратиграфических групп — фузулины — в мергелистом горизонте отсутствует. Находки аммонидей чрезвычайно немногочисленны. Из сборов на р. Воркуте С. В. Максимовой были определены *Singastroceras vorucensis* sp. nov. и *Metalegoceras sundaticum* (Haniel) var. *borealis* var. nov. В. И. Устрицким в описанном выше разрезе 6 на ручье Косычей были встречены *Glaphyrites* cf. *pararhynchus* Ruzh. и *G. aff. angustilobatus* Ruzh. Н. В. Шмелев на р. Силове нашел *Preshumardites* ex gr. *gaptankense* (Miller) и *Glaphyrites* (?) sp.

С. В. Максимова на основании аммонидей, найденных на р. Воркуте, определила возраст мергелей как верхнеартинский, так как *Metalegoceras sundaticum* (Haniel) является формой, распространенной в верхах артинского яруса. Поскольку встреченная форма представляет новый вариант, такое заключение нуждается в подтверждении, тем более, что остальные перечисленные формы ему прямо противоречат. Представители рода *Singastroceras* до сих пор были описаны лишь из среднего карбона Донбасса и слоев *Wangchiapa* Китая, возраст которых определяется как верхний карбон [6]. Представители рода *Glaphyrites*, согласно данным В. Е. Руженцева [15], вообще не поднимаются выше асельского подъяруса, т. е. швагеринного горизонта, и наиболее обычны для верхнего карбона. *Glaphyrites pararhynchus* известен из верхнего карбона. *Gl. angustilobatus* — из низов швагеринного горизонта. Все известные виды рода *Preshumardites* также не поднимаются выше сакмарского яруса, а *Pr. gaptankense* Miller представляет форму, характерную для

верхнего карбона США. Уже краткий обзор распространения встречаемых видов показывает, что все они, кроме *Metalegoceras sundalcum*, определяют возраст мергелистого горизонта как верхний карбон-сакмарский ярус. Учитывая, что *Metalegoceras sundalcum* представлен новым вариантом, находка его не имеет решающего значения для определения возраста.

Брахиподы встречаются в мергелистом горизонте в большом количестве. На р. Бельювской В. И. Устрицким найдены *Linoproductus achunovenstis* Step., *Avonia* cf. *uncus* Schellw., *Spiriferella praesarae* Step., *Martinia corculum* Kut., а на р. Косычей — *Litorhynchus* cf. *riphaeus* Step. Комплекс брахипод обычен для верхнего карбона, кроме последней формы, которая описана из низов сакмарского яруса. Значительно более разнообразный комплекс брахипод приводит К. Г. Войновский из мергелистого горизонта на р. Лек-Елец.

Отсюда определены: *Productus pustulatus* Keys., *Pr. barrois* Wat., *Pr. cf. inflatus* McChesn., *Pr. aff. tuberculatiformis* Fred., *Pr. fasciatus* Kut., *Pr. aff. undatus* DeFr., *Pr. cancriniformis* Tschern., *Pr. simensis* Tschern., *Pr. pseudomedusa* Tschern., *Pr. kutorgae* Tschern., *Camaphoria selia* Kut., *C. mutabilis* Tschern., *C. cf. isorhyncha* McCo., *Spiriferpanduriformis* Kut., *Sp. uraticus* Tschern., *Sp. lyra* Kut., *Sp. ufensis* Tschern., *Sp. tibetanus* Diener, *Choristites nikitini* (Tschern.), *Martinia* cf. *semiglobosa* Tschern., *M. ex gr. corculum* Kut., *Neophricodolthis rostrata* (Kut.), *Dielasma canaliformis* Kon.

В приведенном списке нет ни одного вида, который не был бы известен из слоев древнее артинского яруса. Типичные артинские формы, как например *Spiriferella sarae* Verp., *Productus mammatiformis* Fred., *Pr. ufensis* Fred. и пр., здесь отсутствуют. В то же время встречаются такие виды, как *Productus pseudomedusa* Tschern., *Pr. kutorgae* Tschern., *Spirifer lyra* Kut., *Martinia corculum* Kut., *Neophricodolthis rostrata* (Kut.). Все перечисленные формы, согласно данным Д. Л. Степанова [11], являются руководящими для швагериновых слоев. Наряду с ними в приведенном списке присутствует значительное количество форм, характерных для сакмарского яруса, но встречающихся и в артинских отложениях. К таким формам принадлежат *Productus tuberculatiformis* Fred., *Spirifer ufensis* Tschern., *Choristites nikitini* (Tschern.) и др.

Учитывая полное отсутствие в приведенном списке типичных артинских видов, можно полагать, что этот комплекс брахипод довольно убедительно свидетельствует о сакмарском возрасте мергелистого горизонта. Необходимо отметить, что из мергелей на р. Воркуте С. В. Максимова и др. приводит несколько форм, не известных в более южных районах Урала из слоев древнее артинских: *Productus* cf. *ufensis* Fred., *Pr. ardensis* Stuck. и *Pr. colwae* Step., однако и здесь основной фон составляют верхнекаменноугольные и сакмарские формы. Ввиду этого мы не можем согласиться с Д. Л. Степановым [11], который отмечает, что «на Полярном Урале типичный артинский комплекс плеченогих присутствует в мергелистом горизонте Юнь-Ягинской свиты».

Кораллы присутствуют в мергелистом горизонте довольно часто, но они представлены исключительно мелкими одиночными формами, характерными для песчано-глинистых фаши. Здесь встречаются разнообразные представители родов *Cyathaxonia*, *Tachylasma*, *Synophyllum*, *Pterophyllum*, *Timorphyllum*, *Verbeekella* и др. Фауна такого типа была описана Е. Д. Сошкиной [8, 9, 10] из терригенных отложений, которые в то время считались артинскими. В настоящее время установлено, что часть этих отложений относится к верхнему карбону и сакмарскому ярусу [2], поэтому использовать кораллы для уточнения возраста мергелистого горизонта вряд ли возможно.

Единственным серьезным доводом в пользу артинского возраста мергелистого горизонта является комплекс мелких фораминифер. Из мерге-

лей на р. Воркуте С. В. Максимова приводит следующие формы: *Nodosaria clavatoidea* Raus., *N. praecursor* Raus., *N. parva* Lip., *N. procera* var. *subcuboides* Raus., *N. ex gr. procera* Raus., *N. ex gr. elabuge* Cherd., *Dentalina ampula* Raus., *Tuberitina* sp. Комплекс фораминифер обычен для мергельно-глинистой свиты Чусовских городков, т. е. верхнеартинский. Нам кажется вполне вероятным предположение Д. Л. Степанова [11] о том, что комплексе мелких фораминифер, считающийся характерным для верхов артинского яруса, «является не столько стратиграфическим, сколько фаціальным». Подтверждением этого может служить находка в мергелистом горизонте на р. Силове, вместе с *Preshumardites* ex gr. *gaplankense* (Miller) и *Glaphyrites* sp., т. е. в слоях не моложе низов сакмарского яруса, ряда мелких фораминифер из приведенного выше комплекса. Н. В. Шмелевым отсюда указываются *Nodosaria parva* Lip., *N. ex gr. elabuge* Cherd. и *N. cf. clavatoidea* Raus.

Несколько иной комплекс фораминифер определен А. А. Герке из образцов, собранных В. И. Устрицким на р. Янгаре (разрез 5). Отсюда определены *Nodosaria longa* Lip., *N. ex gr. longa* Lip., *N. sp.*, *Geinitzina* aff. *linguliformis* Lip. Присутствие *Nodosaria longa* Lip., описанной из сакмарских отложений, подтверждает сакмарский возраст мергелей.

Подведем некоторые итоги обзора фауны мергелистого горизонта Пай-Хоя и Печорского бассейна.

Комплекс аммонидей состоит из верхнекаменноугольных и сакмарских видов и включает один новый вариант артинской формы. Брахиподы довольно определенно свидетельствуют о сакмарском возрасте мергелей, а в отдельных пунктах имеют верхнекаменноугольный облик. Встреченные кораллы, ввиду слабой изученности их стратиграфического значения, устанавливают лишь пермский возраст мергелей и вряд ли могут служить для установления яруса. Фораминиферы имеют артинский облик, но находка их вместе с верхнекаменноугольно-сакмарскими аммонидеями позволяет предполагать, что их появление связано не со стратиграфическим положением мергелистого горизонта, а с фаціальными особенностями. В целом весь комплекс фауны говорит не о верхнеартинском, а о сакмарском возрасте мергелистого горизонта. При этом необходимо иметь в виду, что возраст его в разных местах может быть неодинаковым, на что указывает появление на юго-западном склоне Пай-Хоя брахипод и гонимитов верхнекаменноугольного облика, а в разрезе р. Воркуты — артинских представителей брахипод и фораминифер.

На основании всего изложенного можно сделать следующие выводы:

1. В конце верхнего карбона на Пай-Хое проявилась складчатость, на что указывает угловое несогласие между пермскими и нижнекаменноугольными породами на ручье Косычей и находка в основании пермских отложений гальки верхне-средне- и нижнекаменноугольных, а также верхне- и среднедевонских пород. Несмотря на это, большинство контактов пермских и каменноугольных отложений являются совершенно согласными.

2. Грубообломочные породы в основании пермских отложений наблюдаются лишь спорадически. Значительно чаще в основании пермских пород залегают мергели, не содержащие гальки и почти не отличимые от известняков. В ряде случаев никаких видимых следов перерыва в осадконакоплении в основании мергелей не наблюдается. Последнее обстоятельство чрезвычайно важно учитывать при работах на Новой Земле и Таймыре, где вполне возможен аналогичный характер контактов.

3. Перерыв в осадконакоплении был незначительным по времени, так как в ряде пунктов сакмарские отложения залегают на известняках верхнего карбона.

ЛИТЕРАТУРА

1. Волков С. Н. Геологическая карта СССР. Объяснительная записка к листу R-40,41. Изд. комитета по делам геологии, 1944.
2. Горский И. И. Стратиграфическое значение кораллов *Rugosa* на примере верхнепалеозойских коралловых фаун Урала. Материалы ВСЕГЕИ. Палеонтология и стратиграфия, Сборник 5, 1948.
3. Иорданский Н. Н. О перерыве между каменноугольными и пермскими отложениями в пределах Пай-Хоя. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. XII(1), 1934.
4. Крылова А. К. Стратиграфия среднего и верхнего палеозоя юго-западного Пай-Хоя. Зап. Всеросс. минер. общ., д. 69, № 2—3, 1940.
5. Кулик Н. А. Отчет о работах на Югорском полуострове в 1914 г. Труды Геол. и минер. музея Акад. наук, т. III, вып. III, 1917.
6. Ли-Сы-Гуан. Геология Китая. Изд. Иностран. лит., 1952.
7. Руженицев В. Е. Нижнепермские аммониты Южного Урала. Труды Палеонтолог. инст. Акад. наук СССР, т. XXXIII, 1951.
8. Сошкина Е. Д. Нижнепермские кораллы западного склона Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, т. III, № 1—2, 1925.
9. Сошкина Е. Д. Нижнепермские (артинские) кораллы западного склона Урала. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, т. VI, № 3—4, 1928.
10. Сошкина Е. Д. Нижнепермские (артинские) кораллы Уфимского плоскогорья. Бюлл. Моск. общ. испыт. природы, т. X, 1932.
11. Степанов Д. Л. Верхний палеозой западного склона Урала. Гостоптехиздат, 1951.
12. Хабаров А. В. Геологическое строение Карского побережья СВ Пай-Хоя. Труды Горно-геол. упр., вып. 20, 1945.
13. Чернов А. А. Геологические исследования 1933 г. в юго-западной части Пай-Хоя. Труды Полярн. ком. Акад. наук СССР, вып. 26, 1936.
14. Чернов Г. А. Новые данные по геологии и перспективны нефтеносности и угленосности восточной части Большеземельской тундры, Советская геология, № 4, 1945.
15. Шебарова Е. А. Геологические исследования в юго-западной части Пай-Хоя вблизи побережья Баренцева моря. Труды Полярн. ком. Акад. наук СССР, вып. 26, 1936.

В. Д. ДИБНЕР

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ И ГЕОМОРФОЛОГИИ СЕВЕРО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА

В настоящей статье, на основе материалов, собранных в 1951 г. при геологической съемке масштаба 1 : 1 000 000, дается краткая характеристика рельефа, а также позднемезозойских и четвертичных отложений бассейна р. Бикада-Нгуома, на площади, лежащей в границах: 75°50' с. ш. и 110°05' в. д., 75°15' с. ш. и 105°20' в. д., 74°45' с. ш. и 108°00' в. д., 74°50' с. ш. и 105°40' в. д.

Центральная, северная и северо-восточная части района располагаются в пределах наиболее возвышенной части гор Бырранга. У северных границ района проходит главный водораздел Таймырского полуострова — горы Сиракута-нэтти (Сижские горы), к которым приурочен единственный на Таймыре очаг современного оледенения (ледник Жданова и др.). Абсолютные высоты поднимающихся над ледниками наветков превышают здесь (по анеронду) 1200 м. Отсюда берут начало рр. Жданова (бассейн Карского моря), Преградная и Ключевка (бассейн моря Лаптевых) и р. Ледниковая (Лында-тари, относящаяся к бассейну озера Таймыр).

Западная и южная части исследованной территории характеризуются закономерным чередованием отдельных горных массивов (Ламбэши-нэтти, Дюльта-нэтти и Титкол-нэтти) и широких межгорных депрессий (Ямубайкурская и Ямунерская).

Гидрографическая сеть района принадлежит к системе р. Бикада-Нгуома (бассейн озера Таймыр); лишь рр. Дальняя и Вездехдская впадают в море Лаптевых, а р. Новая, берущая начало из озера Воейкова, принадлежит к бассейну Хатангского залива. Бикада-Нгуома — короткая, но мощная водная артерия, образующаяся в результате слияния двух наиболее протяженных рек района: Нюнь-Караку и Малахай-тари. При впадении в Таймырское озеро Бикада-Нгуома образует обширную дельту.

Верхнепалеозойский фундамент района сложен нижнепермскими терригенными отложениями, в основании которых кое-где обнажаются лишенные фауны известняки, которые в настоящее время, по аналогии с соседними лучше изученными районами, следует также считать нижнепермскими. Терригенные породы перми и известняки интродуцированы гипабиссальными интрузиями траппов и их дифференциатов.

Складчатые структуры, образованные пермскими отложениями, отличаются сравнительной сложностью, закономерно возрастающей в юго-восточном направлении. Осн складок расходятся веерообразно от восточной оконечности Таймырского озера, так что самая северная ветвь их имеет близкое к меридиональному (северо-северо-восточное), а южная близкое к широтному простирание.

В числе разрывных дислокаций наиболее крупным является продольный (по отношению к складчатым структурам) разлом, приуроченный к южному краю хребта Бырранга, в районе междуречья рр. Нюнь-Караку и Малахай-тари. Этот разлом (ниже называется Южным) является, собственно, нарушенной зоной, представленной рядом зафиксированных локальных сбросо-сдвигов, разбивающих ниже-пермские отложения, а также внедрившиеся в них траппы. Кроме южного разлома, в исследованном районе отмечен целый ряд менее значительных продольных разломов и несколько мелких локальных нарушений, поперечных к складчатым структурам.

Мезозойские отложения приурочены к депрессионным участкам района.

Наиболее древними из них являются верхнеюрские, единственный выход которых известен, по материалам Е. Н. Фрейберга, в верхнем течении р. Няису-дямю. Здесь, в береговом обрыве реки, из-под ледниковых отложений обнажаются (на видимую мощность 2,0 м) зеленоватые пески с маломощными (0,5—1,0 м) прослоями песчаников, содержащих обломки окаменелой древесины и фауну пелеципод: *Panopaea rigosa* Goldf., *P.*, sp. indet., *Cyprina* sp. indet. и *Aucella bononiensis* P a v l.

По определениям Н. С. Воронца, эта фауна относится к верхнему юру, точнее — к верхнему кимериджу — нижневолжскому ярусу.

Значительно более полно представлены отложения валанжинна, широко развитые в пределах Ямубайкурской депрессии (рр. Морулутма и Хутуда-Яму) (рис. 1). Здесь в сводном разрезе валанжинна выделяются следующие горизонты (сверху вниз):

1. Глины комковатые с пылью из семейства *Cycadaceae* и *Ginkgoaceae* и со скоплениями зеленых водорослей типа *Pila* или *Gleocarpa* (определения Э. Н. Кара-Мурза). Мощность... 11 м.

2. Известняки пелитоморфные, микропористые, умеренно- и средне-слоистые, содержащие фауну мелких рыб, относящихся, по предварительному заключению А. В. Хабаква, к древним костистым рыбам валанжинна. Эти рыбы являются, возможно, пресноводными или солоноватоводными формами в пользу чего также говорит совмещение с ними нахождение растительных остатков *Czekanovskia* ex. gr. *rigida* Heeg. и *Podozamites* sp. (определения Н. Д. Василевской).

3. Песчанники аркозовые мелкозернистые тонко- и умереннослоистые; видимая мощность... 2,5 м.

4. Глины комковатые с прослоями алевролитов, а также песчанников и глинистых известняков. В алевролитах найдены пелелиподы *Aucella* cf. *toll* P a v l., которые, по определению Н. С. Воронца, характеризуют валанжинский возраст этих пород. Мощность... 30,5 м.

5. Кварцевые пески и песчанники с тонкими линзочками полиминерных гравелитов, содержащие богатую фауну пелеципод: *Aucella formosa* Soschh., *A. keyserlingi* Z a h., *A. unctoides* P a v l., *Pleuromya* sp. nov., *Entholium* sp. (aff. *E. erbicularis* S o w.) Видимая мощность... 13,0 м.

Суммарная мощность изученной части разреза валанжинна — 70 м (рис. 2).

Верхнеюрские и нижнемеловые отложения слагают очень пологие (углы падения 5—6°) складки восточно-северо-восточного простирания.

В числе заведомо дочетвертичных образований необходимо отметить наличие яркоокраженных глин, развитых в виде широкого (до 100 м) солифлюкционного плаща, протягивающегося на несколько километров вдоль крутого северного склона Титкол-нэти. Изучение форм агрегатов и поверхности высыхания этой глины указывает на ее существенно каолиновый состав. Указанные глины следуют, очевидно, отнести к перетолженным (присутствие шепия и дресвы неразложившихся пород) продуктам древней коры выветривания, от которой сохранились лишь уцелевшие в благоприятной к выветриванию зоне корни. Судя по новей-

шим материалам, устно сообщенным Л. А. Чайкой (полевые работы 1953 г.), такими зонами являются дайки кварцевых порфиров. Возраст этой коры выветривания, очевидно, третичный, так как на это время, вероятно, приходится развитие региональных процессов денудации на Таймыре и сопредельных территориях центрального сектора Советской Арктики.

Наиболее древними четвертичными образованиями являются морена и флювиогляциальные отложения зырянского (покровного) оледенения, наи-

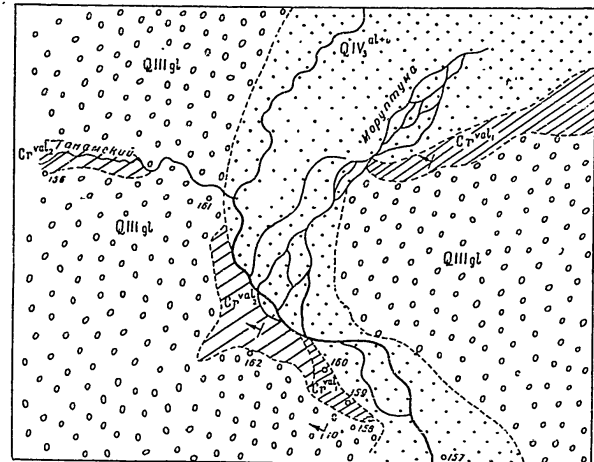


Рис. 1. Расположение выходов валанжинна на р. Морулутма.

более широко развитые в депрессионных частях района и сохранившиеся кое-где на плоских водоразделах в горных частях района. Моренные отложения представлены валунно-галечниковыми суглинками, а флювиогляциальные — галечниковыми песками. Обломочный материал ледниковых отложений характеризуется обычно комплексом пород гор Бырранга (траппы, аркозовые песчанники, алевролиты, аргиллиты и др.). Местами встречаются валуны катаклазированных гранитоидов, кристаллических сланцев и других пород Северного Таймыра.

Отложения современного отдела четвертичного периода представлены моренной и флювиогляциальными отложениями раннезырянского (долинного) оледенения. Еще более молодыми являются отложения речных

террас (10 и 17 м) и поймы, которые в горах имеют галечниковый, а в депрессиях илесто-песчаный состав и нередко содержат прослойки торфа. Пойменные валунистые галечники р. Ледниковой, начинающейся от ледника Плоскогорного, являются современными флювиогляциальными отложениями. Среди современных четвертичных осадков следует также упомянуть супесчано-торфянистые отложения бывших озерных котловин и мощные щебенчато-глибовые шлейфы, приуроченные к подножью горных массивов.

В описываемой части Таймырского полуострова, как указывалось и в предыдущих работах автора, выделяются тектоническо-денудационный

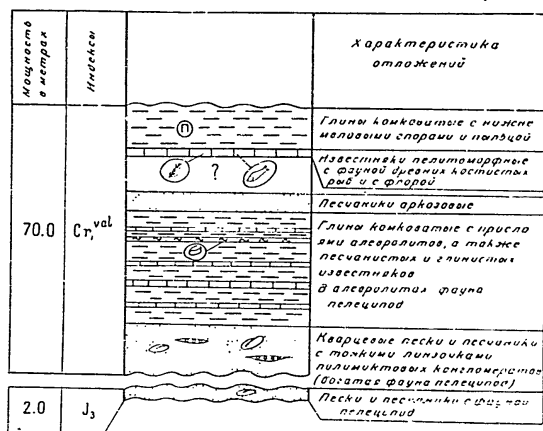


Рис. 2. Стратиграфическая колонка мезозойских отложений бассейна р. Бикада-Нгуома.

рельеф гор Бырранга и соседних с ними мелких горных сооружений и аккумулятивный рельеф межгорных депрессий и предгорной части Таймырской депрессии.

Границы между горными поднятиями и разделяющими их депрессиями имеют, как правило, сбросовую природу. Это подтверждается: 1) сравнительной прямолинейностью границ и геоморфологической их резкостью: склоны гор, обращенные к депрессиям, обычно имеют большую крутизну (до 40°), а также незначительную эрозионную расчлененность; 2) наличием значительных мощностей рыхлых отложений в непосредственной близости с границами гор, в частности, развитием вдоль подножья горных склонов предгорных делювиально-пролювиальных шлейфов, образование которых свидетельствует о наличии определенного разрыва между областями эрозии и аккумуляции. Для целого ряда сбросовых уступов намечается их отчетливое совпадение с зонами древних тектонических нарушений, зафиксированных сериями локальных сбросов, милонитизацией, широким развитием кварцевых жил и т. п.

Ярким примером молодых поднятий могут служить горы Титкол-нэтти, представляющие собой участок, имеющий в широтном сечении характер полого поднимающегося над тундрой свода с интенсивным радиальным эрозионным расчленением и ограниченным на севере и на юге крутыми сбросовыми склонами.

Радиальная гидросеть наблюдается также в районе ледника Жданова, локализующегося в центре молодых поднятий, ось которых примерно совпадает с водораздельными высотами Сиракута-нэтти.

Рельеф исследованной части гор Бырранга отличается значительной эрозионной расчлененностью по сравнению с соседними (в частности, более западными) их участками. Это особенно относится к северной части района, которая характеризуется почти полным отсутствием столь обычных для гор Бырранга плоских тумшированных вершин и нагорных террас, так как этому препятствует весьма активно протекающая линейная эрозия, обуславливающая конусообразную форму вершин. Исключением являются приуроченные к вершине антиклинального свода Сиракута-нэтти почти горизонтальные шиллы траппов, слагающие плоские пунатаки и отдельные горные вершины, развитые в районе ледника Жданова. В южной половине района гольцовое выравнивание наиболее резко выражено в горах Титкол-нэтти, отличающихся исключительной выположенностью своей вершинной поверхности, срезающей сложную геологическую структуру этого горного острова.

В изученной части гор Бырранга местами очень наглядно проявляется избирательный характер субэрозионной денудации, вследствие которой наблюдается приуроченность водораздельных гребней и отдельных вершин к выходам сравнительно прочных аркозовых и кварцевых песчаников перми, в то время как менее возвышенные участки местности сложены легче разрушающейся алеурито-аргиллитовой свитой перми.

Речные долины гор Бырранга подразделяются на доледниковые, использованные впоследствии ледниковой сетью, и более молодые — послеледниковые долины.

Днища троговых долин устланы боковыми и основной моренами, лучше всего сохранившимися в верховьях троговых долин и в сквозных ледниковых долинах. Конечные морены долинных ледников остались только на участках, расположенных рядом и гипсометрически выше ныне существующих маргинальных (краевых) ущелий (например, Алтайские пороги на р. Нюнь-Караку). Продольный профиль трогов отличается, как это обычно для долин означенного типа, наличием ряда переуглубленных участков, часть которых в соседних районах до сих пор занята круглыми и очень живописными троговыми озерами. В верховьях троговых долин наблюдаются циркообразные пологосклонные котловины (в верховьях ручья Июльского), являющиеся вместилищами фирновых полей. Отсутствие хорошо выраженных цирков в районе также объясняется повышенной активностью послеледниковой эрозии.

Из озер ледникового происхождения следует указать на несколько каровых озер, а также на распространенные значительно шире озера, подпруженные мореной. Последние наиболее часто располагаются в сквозных участках троговых долин (озеро Гагара и др.). Встречаются также «карово-подпружные» озера, приуроченные к каровым нишам, врезанным в горные склоны, на границе с депрессиями.

Послеледниковая долинная сеть, представленная V-образными или яшиковидными долинами, частично расчленяет незатронутые долинным оледенением водоразделы и склоны трогов, частично же врезана в днище ледниковых долин и межгорных депрессий. Послеледниковая эрозия очень глубоко врезалась в приустьевые части небольших трогов, которые в силу этого хорошо сохранились лишь в верховьях. Приустьевые участки мелких ручьев, расчленяющих склоны троговых долин, являются высичными вследствие экзарационного переуглубления главной долины. В устьях таких ручьев обычно наблюдаются плоские галечно-щебенчатые конусы выноса, отклоняющие русло реки и предохраняющие боковую морену главной долины от эрозионного размыва. Среди долин района совершенно особое место занимает инверсионная ложбина, проходящая по южной окраине Титкол-нэтти и приуроченная к ядру антиклинальной складки, сложенной каменноугольными известняками.

Современная эрозионная деятельность особенно активно проявляется на южном склоне гор Бырранга. Это объясняется асимметричным положением главного водораздела северо-восточной части Таймырского полуострова, что обуславливает значительно большую протяженность и, следовательно, меньшую эрозионную активность рек, текущих на север (рр. Жданова, Ключевка и др.) по сравнению с реками, расчленяющими южный склон гор Бырранга. Неудивительно поэтому, что р. Нюнь-Караку и соседняя с ней р. Северная переплыли к настоящему времени главный водораздел гор Бырранга и перехватили верховья р. Ленинградской, впадающей в Гафнер-фиора.

Первые сведения о современном оледенении Таймыра сообщил Г. П. Вергунов, которому в 1948 г. удалось проникнуть на ледник «Неожиданный», расположенный в верховьях р. Преградной. Этот ледник является самым северным из трех ледников, приуроченных к верховьям рр. Жданова, Преградной и Ледниковой. Центральным ледником этой группы является еще ниже непосещенный ледник, названный автором настоящей статьи именем Жданова. Наши наблюдения касаются самого южного ледника, который назван Плоскогорным, поскольку такое наименование ближе всего соответствует морфологии оледенения всего этого участка. Ледник Плоскогорный обследован лишь в его периферической, быть может, даже до некоторой степени омертвевшей части, так как нигде в трещинах не наблюдается глетчерного льда, о наличии которого на леднике Плоскогорном известно из рассказа топографа С. С. Зверлова (трест «Арктикразведка»). Ледники Неожиданный, Жданова и Плоскогорный, занимающие суммарную площадь 20 кв. км, еще совершенно не исследованы.

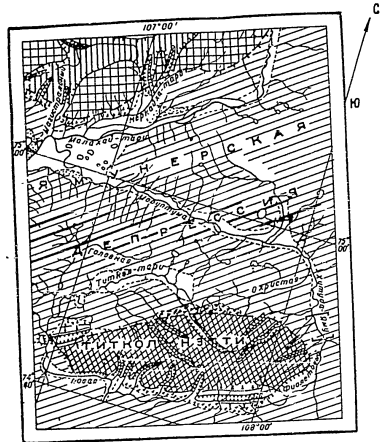
Переходя к рассмотрению рельефа Ямунерской и Ямубайкурской депрессий. При пересечении Ямунерской депрессии с севера на юг последовательно наблюдается следующая геолого-геоморфологическая зональность:

1. Южные склоны гор Бырранга, сложенные верхне-палеозойскими породами.
2. Делювиально-пролювиальный шлейф глыбово-щебенчатых конусов выноса.
3. Аллювиальные отложения р. Малахай-тари, приуроченные к северному краевому жолобу депрессии.
4. Ледниковые отложения, из-под которых в наимысших точках водораздела местами обнажаются пермские породы и интрузии траппов, а в глубоких эрозионных прогибах вскрываются межледниковые и меловые отложения.
5. Озерно-аллювиальные отложения рр. Титкол-тари и Охристой, приуроченные к южному краевому жолобу депрессии.
6. Делювиально-пролювиальный шлейф у северного подножья Титкол-нэти.
7. Северный склон Титкол-нэти, сложенный ниже-пермскими породами (рис. 3).

Аналогичное геолого-геоморфологическое строение имеет и Ямубайкурская депрессия. Эти особенности тесно связаны с молодыми колебательными движениями, природа которых такова, что наибольшие градиенты движений наблюдаются вблизи границы смены знака движения (Белосов, Рухин и др.). Этим и объясняется то, что области, имеющие постоянную тенденцию к воздыманию, окаймляются со стороны границ с ними депрессий ложбинами, к которым приурочены озерно-речные бассейны или морские заливы и связанные с ними наиболее молодые отложения.

Доминирующий по площади сложенный зырянскими отложениями рельеф Ямубайкурской и Ямунерской депрессий характеризуется беспорядочной холмистостью и изобилием озер различного размера — от сотен метров до нескольких километров в поперечнике. Эти озера делятся

ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКАЯ КАРТА ЯМУНЕРСКОЙ ДЕПРЕССИИ Масштаб 1:500 000



ТИПЫ РЕЛЬЕФА

- I Тектоническо-денудационный рельеф**
1. Горные поднятия с яркими следами эвразийской деятельности: разветвленного оледенения, активной послеледниковой эрозии и гольцового выветривания на высокогорных верхнепалеозойских породах
 2. Расчлененный горный рельеф с денудационно-останцовыми грядками и тунгами на водоразделах и с изверженными террасами на склонах.
 3. Крупные ступенчатые вершинные поверхности, созданные гольцовым выветриванием на сложной тектонической структуре (Титкол-Нэти).
- II Аккумулятивный рельеф межгорных и предгорных депрессий, созданный ледниковой и озерно-речной деятельностью (заштрихованы дополнительные жирными линиями зоны молодых поднятий).**
- ФОРМЫ РЕЛЬЕФА И КОРРЕЛЯТИВНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ**
- | | | | |
|--|--|--|--|
| | Тектонические нарушения, выраженные в виде уступов рельефа | | Трогные долины, покрытые мелкозольным покровом моренных и флювиогляциальных отложений. |
| | Постледниковые, водноэрозионные эрозии, в том числе: продольные долины, приуроченные к выходам известняков слагающих широким антиклинальным складом. | | Делювиальные глыбово-щебенчатые шлейфы. |
| | Антиклинальные участки крупных речных долин. | | Пойменные и затопленные озерные террасы. |
| | | | Надпойменные речные и высокие озерные террасы. |

рис. 3. Геоморфологическая карта Ямунерской депрессии

на два типа: 1) озера, связанные с первичными неровностями холмисто-грядового (моренного и флювиогляциального) рельефа, и 2) термокарстовые озера позднейшего происхождения, образующиеся обычно на бывших днищах озер первого типа и на пойменных террасах.

История развития структуры и рельефа района в позднемезозойское и кайнозойское время представляется в следующем виде.

Кварцево-аркозовый состав верхнеюрских отложений Ямубайкуры следует, очевидно, объяснять образованием их за счет переотложения пермских терригенных пород. Это говорит о том, что туфо-лававая свита пермо-триаса была уничтожена денудацией еще до накопления верхнеюрских отложений. Отложения валанжинна (так же как и верхнеюрские) относятся к осадкам мелкого моря и частично к континентальным (озерным) осадкам (находки пресноводных рыб и остатков флоры). Приуроченность нижнемеловых отложений к межгорным депрессиям свидетельствует о сравнительной молодости последних, так как вещественный состав валанжинна убеждает нас в том, что он не откладывался в депрессиях, а лишь сохранился в них до нашего времени.

Минералогический состав отложений валанжинна говорит о том, что горы Бырранга в это время были сильно денудированы (очень мало пироксенов) и снос в основном шел, вероятно, с Северного Таймыра или, может быть, даже, учитывая малое содержание полевых шпатов, с Анабара, откуда мог поставляться кварцевый материал (легкая фракция) и гранаты (тяжелая фракция). Весьма повышенное содержание рудных минералов и гидроокислов железа заставляет думать, что их источником была древняя кора выветривания, сформировавшаяся на неохваченных валанжинской трансгрессией частях пепеленизированной суши, бывшей в то время на месте гор Бырранга. Таким образом, в валанжинское время суша представляла собой пепелен, абрадируемый мелководным морем, осадки которого пополнялись главным образом за счет рек, стекавших с протерозойских массивов Северного Таймыра и Анабара. В отдельные эпохи, когда из-за максимального ослабления колебательных движений аккумуляция терригенного материала резко уменьшалась, в лагунах валанжинского моря откладывались песчаные и глинистые известняки, что одновременно свидетельствует о сравнительной мягкости климата того времени.

Более поздние меловые и третичные отложения если и были развиты на территории района, то они, вероятно, впоследствии были смыты в результате регионального поднятия гор Бырранга в начале четвертичного времени. Эта же эпоха размыва почти нацело уничтожила древнюю (по-видимому, третичную) кору выветривания, от которой ныне сохранились лишь обнаруженные нами в горах Титкол-нэтти корни.

Региональные движения четвертичного времени привели вначале к поднятию гор Бырранга и погружению обширной области нынешней Таймырской депрессии. Затем в связи с блоковыми движениями второго порядка от краевой части гор Бырранга обособились горы Титкол-нэтти и другие островные массивы. Эти глыбовые движения предопределили размыв мезозойских отложений на приподнятых блоках и сохранение их в депрессионных частях района. Четвертичную историю можно проследить только начиная со времени межледниковой (дозырянской) трансгрессии, заходившей в южную часть района, в связи с погружением Таймырской депрессии и некоторых прилегающих к ней частей гор Бырранга. Наступившее вслед за этим зырянское оледенение развивалось в условиях рельефа, близкого к современному, и носило на первых порах долинный или сетчатый характер. Однако явное несоответствие между огромным скоплением ледниковых и флювиогляциальных отложений в Таймырской депрессии и горно-долинной ледниковой сетью, которая вряд ли могла быть поставщиком этого изобильного материала, указывает на последующее развитие зырянского покровного оледенения.

Что же касается этого оледенения, то ближайшая область его питания находилась, судя по составу валунов, на Северном Таймыре. Основной же ледораздел зырянского времени проходил через о. Октябрьская Революция (Северная Земля), который являлся источником валунов к северу и югу от него.

В послезырянское время возобновилось развитие гидрографической сети, происходившее на фоне регионального поднятия гор Бырранга и, сопровождавших его на отдельных участках дифференцированных движений. Формирование надпойменных и древних озерных террас следует относить также к послезырянскому времени, так как их отложения залегают в выпавших зырянским оледенением долинах.

К сравнительно недавним геологическим событиям, происшедшим в эпоху формирования пойм современных рек, следует отнести переплат р. Бикада-Нгуома. Последняя прежде текла прямо на юг по долине нынешней Хелидь-тари и была затем перехвачена рекой, текшей на запад в залив Яму-лара. Столь же недавним является ликвидация (спуск) озерных бассейнов, существовавших еще в эпоху 8—10-метровой террасы при слиянии рр. Нюнь-Караку и Малахай-тари, а также в районе устья р. Няису-дямю.

В заключение укажем на некоторые особенности развития рельефа гор Титкол-нэтти. Радиальный характер расчленения гор Титкол-нэтти свидетельствует о том, что их вершинная поверхность была выровнена, как это справедливо полагает Л. А. Чайка (устное сообщение), еще до начала поднятия. В противном случае молодая эрозия развивалась бы по каким-то древним путям, прямо или косвенно связанным со складчатой структурой. Следует учитывать также и то, что на горах Титкол-нэтти сохранились лишь незначительные следы морены зырянского оледенения.

Все это позволяет предполагать, что 1) выровненная вершинная поверхность гор Титкол-нэтти, очевидно, унаследована от третичной эпохи пенеппенизации; 2) эта поверхность в зырянское время была перекрыта ледниковыми отложениями; 3) поднятие указанной поверхности на современный гипсометрический уровень совершилось только в послезырянское время; 4) в настоящее время рельеф гор Титкол-нэтти моделируют два противоположных по своему направлению процесса, а именно: гольцовое выравнивание вершинной поверхности и интенсивное эрозионное расчленение всего массива молодой радиальной гидрографической сетью, которая рано или поздно уничтожит гольцовую выровненность вершинной поверхности гор Титкол-нэтти. Оба эти процесса идут на фоне непрекращающегося поднятия, которое сопровождается накоплением делювиально-пролювиальных шлейфов у северного и южного сбросового склонов и изгибания продолжающей выравниваться гольцовым выветриванием вершинной поверхности.

Л. Д. МИРОШНИКОВ и О. С. ЩЕГЛОВА

МЕЗОЗОЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ТАЙМЫРА И ИХ УГЛЕНОСНОСТЬ

В данной работе рассматриваются мезозойские отложения, развитые в северной части Таймырского полуострова, от мыса Челюскина на севере до гор Бырранга на юге и от устья р. Нижней Таймыры на западе до залива Фалдея на востоке. Описание районов нижнего и среднего течения р. Фомина, территориально относящихся к Центральному Таймыру, здесь не приводится.

К настоящему времени на указанной территории известно много выходов мезозойских отложений. Однако описания их разбросаны в многочисленных отчетах, что затрудняет пользование материалом. Предполагаемая работа имеет целью объединить эти разрозненные данные.

При геологической съемке большие площади рассматриваемой территории, в частности в западной ее части (нижнее течение р. Ленинградской и берега Гафнер-фиорда), закартированы как поля сплошного развития четвертичных отложений. Однако повторные исследования, с участием авторов, позволили выявить среди этих полей участки мезозоя с углями промышленной мощности. Поэтому настоящая работа позволит привлечь внимание геологов к углям Северного Таймыра, одного из наиболее труднодоступных районов Советской Арктики.

Впервые мезозойские отложения на Северном Таймыре в районе, расположенном южнее мыса Челюскина, были указаны в 1933 г. Г. Д. Аллером, который в ледниковых отложениях (морена) нашел обломки светло-серых известковистых и слюдистых песчаников. Обнаруженная в них фауна *Cardioceras alternans* Buch., *Aucella bronni* (Rouil) Lah., *A. terebratuloides* Lah., *A. keiserlingi* Lah. и др., определенная В. И. Бодылевским (табл. 1), позволяла считать возраст указанных отложений как J_2 (верхний оксфорд) — $С_1$ (нижний валанжин). Однако коренные их выходы остались неизвестными.

В 1946—1947 гг. Б. Х. Егизаровым описаны в коренном залежании породы верхней юры — нижнего мела (пески и известковистые песчаники) в северной части п-ова Челюскина, на р. Анжелике и южном берегу озера Горного, нижней юры (?) (песчаники) в низовьях р. Ханевича, а также отдельные обломки известковистых песчаников с фауной J_2 — $С_1$ в районе мыса Челюскина на р. Каньонке. Б. Х. Егизаровым составлен впервые последовательный разрез этих отложений с р. Анжелики. Одновременно В. А. Вакаром [8] обнаружены выходы и россыпи мезозойских пород такого же возраста на западе п-ова Челюскина на рр. Пегматит, Лабиринт, Бурь и Чаичей, причем в элювиально-делювиальных россыпях впервые найдены скопления угловатых кушочков лигнита. В 1947 г. М. Г. Равичем в верховьях левых нижних притоков р. Каменной установлена россыпь пород нижнего волжского яруса верхней юры.

Таблица 1

Первые находки мезозойской фауны на мысе Челюскин
(по Г. Д. Аалеру, 1935 г.)

Фауна	Возраст отложений	Порода	Место нахождения	Примечание
<i>Cardiuccus alternans</i> Buch. <i>Aucella bronni</i> (Rouil) Loh.	верхний оксфорд	обломки бурого-серого известковистого песчаника	береговые осадки на мысе Х. Сьердурна	Находка <i>Cardiuccus alternans</i> Buch и с.н. впервые для Северной Сибири (за указание на существование здесь неарктико-формы моря)
<i>Aucella bronni</i> (Rouil) Loh. <i>Aucella lata</i> Loh. <i>Oxytoma cf. inaequivalata</i> S. o. w.	верхний оксфорд	крупная галька и гальки известковистых глыбокоинтонных песчанников в различных моренях	р. Канонка (близ устья)	
<i>Aucella terebratoides</i> Loh. <i>Aucella keiserlingi</i> Loh.	нижний валазиян	крупнозернистый сильно слоистый известковистый песчаник (вазюки в морне)	угтье реки Канонки	
<i>Aucella cf. uncioides</i> Paul. <i>Palaeonitida</i> sp. <i>Belemnites</i> sp. <i>Dirapsa (?)</i> sp. <i>Oxytoma</i> sp. <i>Inoceramus</i> sp. <i>Dirapsa (?)</i> sp.	нижний валазиян (?)	светло-серый слабо слоистый песчаник	береговые осадки на мысе Х. Сьердурна	Состав фауны возраста не определен. Фауна очень плохой сохранности. По характеру поросы можно предположить, что возраст соответствует нижнему валазияну
<i>Aucella keiserlingi</i> Loh.	нижний валазиян	сферосидерит (кольчезин?)	береговые осадки на мысе Харитона Ляптева	

В 1948 г. Л. Д. Мирошниковым в нижнем течении левых притоков р. Каменной (пр. Надежды и Последней) в южной части п-ова Челюскин обнаружено развитие песков и песчаных известняков верхней юры, причем в разрезах по р. Последней, отмечены тонкие (1—2 см) линзовидные прослои бурого угля. По фауне впервые в Северной Сибири удалось установить отложения верхнего волжского яруса верхней юры.

В том же году В. Я. Сычевым в устье р. Каменной, в низовьях р. Жданова и на берегах среднего течения р. Ленинградской встречены отложения нижнего волжского яруса, представляющие песками, песчаноглинистыми известняками и глинами, на которых залегают песчано-глинистые отложения и конгломераты предположительно верхнего волжского яруса. В песчанниках на р. Ленинградской отмечены буровольные прослои мощностью 0,10—0,12 м. Имеются неясные указания на наличие в мезозойской толще пластов угля мощностью до 1 м. Одновременно Г. П. Веррадий найдены известковистые песчаники верхнеюрского возраста.

В 1949 г. Л. Д. Мирошниковым описаны пески нижнего мела (0,3 м) вблизи устья р. Жданова. На водоразделе рр. Каменной и Обианжий впервые на Северном Таймыре обнаружены рыхлые пески средней юры.

В 1950 г. в нижнем течении р. Ленинградской были поставлены полевые работы на уголь. Основанием для этого послужили описанные

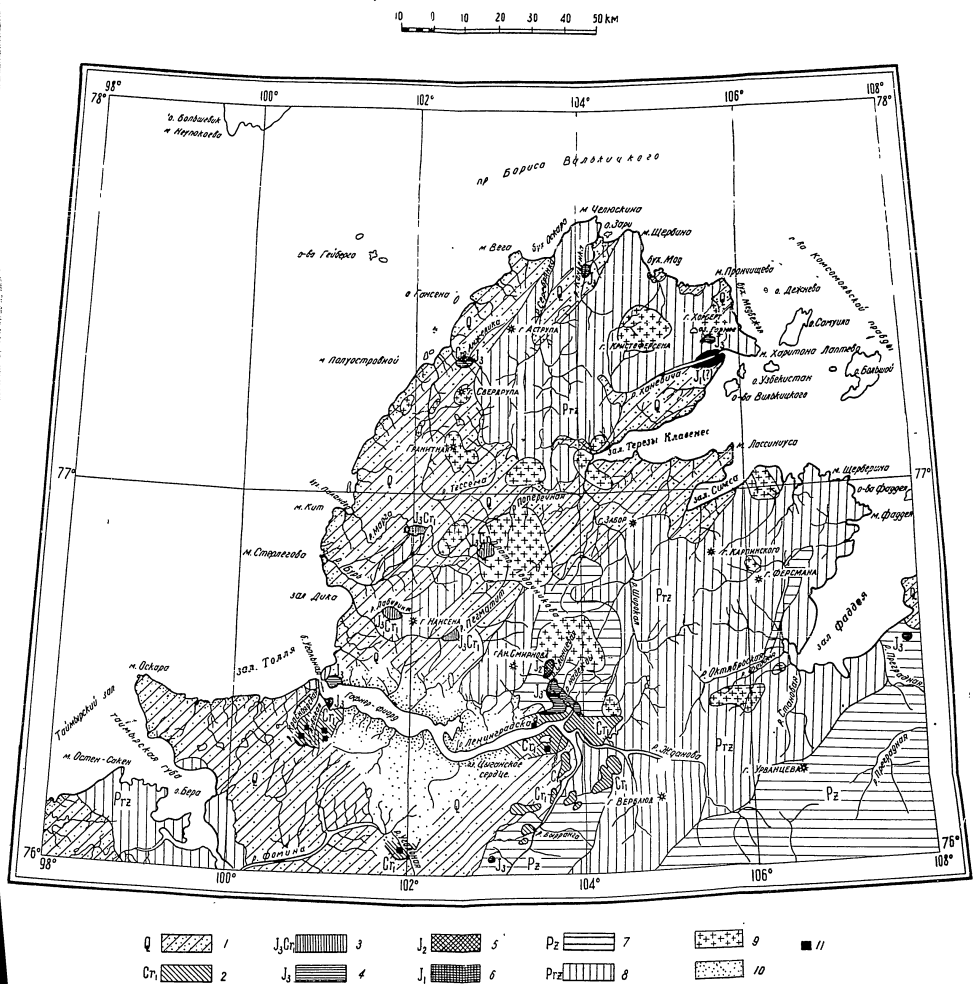


Рис. 1 Карта распространения мезозойских отложений на р. Северном Таймыре (по материалам Л. Д. Мирошников, Г. П. Веррадий, Б. Х. Егизарова, Ф. И. Иванова, М. Г. Равича, В. Я. Сычева, В. А. Вайнера, Ф. С. Шегтовой). Составил Л. Д. Мирошников, 1957 г. (м. 1:1000000).
Условные обозначения: 1 — нерасчлененные четвертичные отложения; 2 — нижний мел; 3 — нерасчлененные отложения верхней юры — нижнего мела; 4 — верхняя юра; 5 — средняя юра; 6 — нижняя юра; 7 — нерасчлененный палеозой; 8 — вертикальный протерозой; 9 — порфиритовые гранитоиды (кальционит); 10 — пшоза, перспективная для поисков угленосных мезозойских отложений; 11 — угловые плиты рабочей местности.

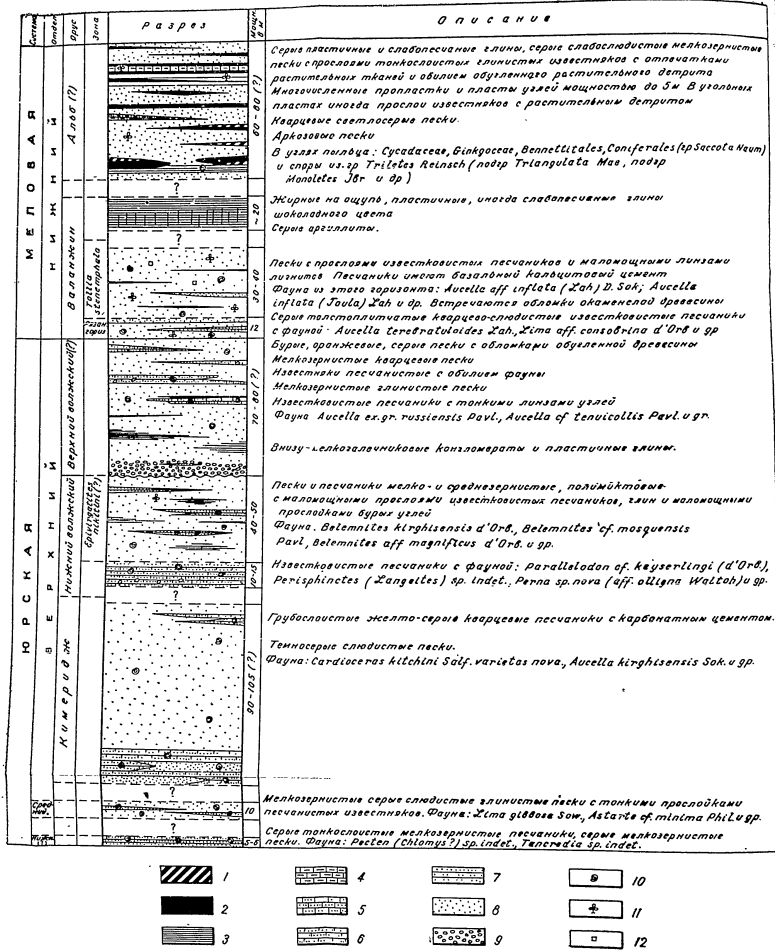


Рис. 2. Нормальный разрез мезозойских отложений Северного Тяньшаня (по данным Л. Д. Мировицкого, Г. П. Вергулова, Б. Х. Егнazarова, Ф. И. Иванова, А. Г. Рафина, В. Я. Самсона, В. А. Ваваря, О. С. Шеговой). Составлен Л. Д. Мировицкой. 1957 г. (м. 1:200).
Условные обозначения: 1 - уголь, слюдянистый; 2 - уголь, мелкозернистый; 3 - уголь, среднезернистый; 4 - глина; 5 - известняк; 6 - известковый известняк; 7 - известковый известняк; 8 - известковый известняк; 9 - известковый известняк; 10 - известковый известняк; 11 - известковый известняк; 12 - известковый известняк.

нашли находки обломков и линз углей, а также данные Западно-Тяньшаньской экспедиции. Гидрографического управления Главысморпути Туйарской экспедиции. Егнazarовым на южном берегу Гафнер-фиорда, вблизи его устья (в так называемой бухте Угольной). Работами 1939-1940 гг. о склонах обломков угля на южном берегу Гафнер-фиорда, вблизи его устья (в так называемой бухте Угольной). Работами 1939-1940 гг. о склонах обломков угля на южном берегу Гафнер-фиорда, вблизи его устья (в так называемой бухте Угольной). Работами 1939-1940 гг. о склонах обломков угля на южном берегу Гафнер-фиорда, вблизи его устья (в так называемой бухте Угольной). Работами 1939-1940 гг. о склонах обломков угля на южном берегу Гафнер-фиорда, вблизи его устья (в так называемой бухте Угольной).

СТРАТИГРАФИЯ

Нижняя юра (?)
Нижнеюрские отложения в восточном залегании описаны в литовских р. Ханевича Б. Х. Егнazarовым (рис. 1, 2). В береговых отложениях и в останках среди туфады обнажаются серые мелкозернистые тонкопесчаные и в песчаных, лежащих на серых мелкозернистых кварцевых карбонатных шпатов и плагиоклазах размером 0,1-0,2 мм. Карбонатный известковый шпат и плагиоклаз размером от 0,1-0,2 мм. Карбонатный известковый шпат и плагиоклаз размером от 0,1-0,2 мм. Карбонатный известковый шпат и плагиоклаз размером от 0,1-0,2 мм. Карбонатный известковый шпат и плагиоклаз размером от 0,1-0,2 мм.

Средняя юра

Отложения средней юры встречаются в районе водораздела рр. Каменной и Обяженей, и в центре южной части п-ова Челюсина. Здесь на правобережье среднего течения р. Славенки встречается мелкозернистый серые сильно слоистые глинистые пески с тонкими (0,05-0,30 м) прослоями песчаных известков. Отпечатки фауны (определения прослоев песчаных известков). Отпечатки фауны (определения прослоев песчаных известков). Отпечатки фауны (определения прослоев песчаных известков). Отпечатки фауны (определения прослоев песчаных известков).

Юрская
Мелкозернистая
Юрская

Юрская (нижняя часть) - Мелкозернистая глинистая глина, известняки с остатками растительных тканей и обломками обугленной древесины. Многочисленные пропластки и пласты углей мощностью до 5 м. В угельных пластах иногда прослежены известняки с растительным детритом. Карбонизированные пески.

Юрская (нижняя часть) - Жирные на ощупь, пластичные, иногда слабосвязанные глины шоколадного цвета. Серые аргилиты.

Меловая - Пески с прослоями известковых песчинок и малоугольными линзами известков. Песчаники имеют базальный карбонатный цемент. Фауна из этого горизонта: *Aucella aff. inflata* (Zakh), *D. Sok*, *Aucella inflata* (Zakh) Zakh и др. Встречаются обломки обугленной древесины. Серые тонкозернистые карбонатно-известковые известковые песчаники с фауной: *Aucella geratryoides* Zakh, *Xima aff. consobrina* d'Orb и др. Бурые, жесткие, серые пески с обломками обугленной древесины. Мелкозернистые кварцевые пески. Известковые песчаники с обилием фауны. Мелкозернистые глинистые пески. Известковые песчаники с тонкими линзами углей. Фауна *Aucella ex. gr. russenstani* Pavl, *Aucella cf. tenuicollis* Pavl и др.

Мелкозернистая - Внизу - мелкоугольные конгломераты и пластичные глины.

Юрская (нижняя часть) - Пески и песчаники мелко- и среднезернистые, полимиктовые с малоугольными прослоями известковых песчинок, глины и малоугольными прослоями бурого угля. Фауна: *Belemnites kirghizensis* d'Orb, *Belemnites cf. moiroensis* Pavl, *Belemnites aff. magnificus* d'Orb и др. Известковые песчаники с фауной: *Paralalodon aff. keiserlingi* (d'Orb), *Perisphinctes* (*Zangstels*) sp. indet., *Perna* sp. nova (aff. *algina* Walthof) sp.

Мелкозернистая - Грубозернистые желто-серые кварцевые песчаники с карбонатным цементом. Тенносерые глинистые пески. Фауна: *Cardiodes helveticus* Salz, *varietas nova*, *Aucella kirghizensis* Sok и др.

Юрская - Мелкозернистые серые глинистые пески с тонкими прослоями известков. Фауна: *Xima gibbosa* Sok, *Asclarte* of *minima* Philu sp. Серые тонкозернистые мелкозернистые песчаники, серые мелкозернистые пески. Фауна: *Pecten (Chlamys)* sp. indet., *Tancredia* sp. indet.

ляют считать время отложения этих песков среднеюрским (вероятно нижняя часть средней юры).

Мощность отложений не установлена, так как подошва их скрыта под толщей четвертичных морских образований. Видимая мощность пород — до 10 м.

Верхняя юра

Кимеридж. Наиболее древние верхнеюрские отложения, относящиеся к кимериджу, известны в устье р. Преградной. Они представлены грубослоистыми желтовато-серыми кварцевыми песчаниками с карбонатным цементом, на которых лежат темно-серые слюдистые пески, состоящие на 60—65% из кварца и полевых шпатов и на 35—40% из слюды (биотита и мусковита). Мощность песчаников 30—35 м, песков 60—70 м. В песках обнаружена фауна *Cardioceras kitchini* Salif. varietas nova и *Aucella kirghisensis* Sok. (определения В. И. Бодылевского), указывающая на нижний кимеридж.

В районе мыса Челюскина на р. Каньонке найдены обломки красно-бурых мелкозернистых слюдистых песчаников с остатками аммонитов и пелелипод: *Cardioceras kitchini* Salif. varietas, *C. ex gr. kitchini* Salif., *Aucella cf. kirghisensis* Sok., указывающих на нижний кимеридж (определения В. И. Бодылевского).

Нижний волжский ярус. В береговом обрыве нижнего течения р. Анжелики, по данным Б. Х. Егизарова, последовательно снизу вверх залегают:

1. Розовато-серые мелкозернистые слоистые кварцевослюдистые пески с обломками раковин моллюсков . . . 2,5 м
 2. Фиолетово-зеленые и синеважно-зеленые пластичные глины . . . 0,06 м
 3. Серые крупнозернистые пески . . . 1,00 м
 4. Желтовато-серые крупнозернистые глинистые пески . . . 0,30 м
 5. Светло-серые крупнозернистые кварцевослюдистые пески с гравием и галькой . . . 3,00 м
 6. Серые крупнозернистые кварцево-слюдистые пески с тонкими прослойками глинисто-известковистых песчаников, с белемнитами *Pachytheuthis abbreviata* Miller (оксфорд — нижний волжский ярус) . . . 0,75 м
 7. Серо-розовые мелкозернистые кварцево-слюдистые пески . . . 0,50 м
 8. Серо-зеленые крупнозернистые песчаники с фауной *Pecten (Entolium) nummularis* Fisch. (нижний волжский ярус — валанжин) . . . 0,5 м
 9. Серо-розовые крупнозернистые пески с линзами желтых песков, содержащие сажистые и углистые остатки древесины . . . 3,50 м
 10. Желтые, оранжевые, розовые мелкозернистые пески с обуглившимися обломками древесины и с фауной белемнитов: *Cylindrotheuthis cf. porrecta* Phil., *C. cf. magnifica* d'Orb., *C. cf. obeliscoides* Pavl., *Pachytheuthis abbreviata* Miller (верхний кимеридж — нижняя часть нижнего волжского яруса, определения В. И. Бодылевского) . . . 0,75 м
- Комплекс фауны позволяет отнести отложения этого разреза к низам нижнего волжского яруса.

Отложения нижнего волжского яруса развиты также в нижнем течении р. Каменной, вблизи ее впадения в р. Ленинградскую. Они представлены песками и песчаниками с маломощными прослоями песчаных известняков, глин и бурых углей. Песчаники и пески серые, мелко- и среднезернистые, полимиктовые, со слюдой; минеральные обломки ока-

таны плохо, обычно остроугольны, цемент карбонатный, поровый, окращенный оксидами железа в бурый тон, с содержанием чешуек серпидина и хлорита. Кластический материал, составляющий 60—90% породы, представлен кварцем (30%), олигоклазом (5%), микроклином (10%), калиевым полевым шпатом (15%), обломками глинистых и серпидитовых сланцев (20%), чешуйками мусковита и биотита (10%), а также хлорита (10%). В единичных зернах присутствует сфен и рудный минерал. Глины серого и шоколадного цвета, пластичные, жирные на ощупь, иногда серо-зеленые песчаные с растительным детритом и отпечатками растительных тканей.

Песчаные известняки серые и серо-бурые, слоистые, тонкоплитчатые, переполненные фауной, иногда с прослоями конгломератов. Гальки размером от 3—8 мм до 3—4 см составляют 50% породы; они представлены полукатаными обломками кварца, альбита, чешуйками хлорита и биотита, обломками известковистых раковин, черных глинистых и серо-зеленоватых серпидитовых сланцев. В качестве иллюстрации приводится разрез обн. № 125 на правом берегу р. Каменной, против устья р. Песчаной (сверху вниз, по данным В. Я. Сычева):

- | | |
|--|--------|
| 1. Растительный слой | 0,40 м |
| 2. Торф | 1,00 м |
| 3. Песчанник ржаво-желтый, неравномерно зернистый, со слюдой и железистыми конкрециями размером с кулак, с выцветами солей лимонно-желтого цвета . . . | 4,05 м |
| 4. Песок табачного цвета, глинистый, со слюдой . . . | 0,30 м |
| 5. Песчанник ржаво-охристый, среднезернистый, известковистый, со слюдой, весьма крепкий, с мелкой фауной пелелипод плохой сохранности . . . | 0,25 м |
| 6. Песок рыхлый среднезернистый, серо-зеленоватый, со слюдой, с линзовидными прослойками бурого выветрелого угля . . . | 5,33 м |
| 7. Песок уплотненный среднезернистый, серо-зеленый, со слюдой, с многочисленными известковистыми прослойками и фауной <i>Pseudomonotis (Eumorphotis) sp. nova</i> , <i>Belemnites kirghisensis</i> d'Orb., <i>B. cf. mosquensis</i> Pavl., <i>B. aff. magnificus</i> d'Orb., а также окатанными обломками окаменелой древесины . . . | 2,7 м |
| 8. Песчанник среднезернистый известковистый, слюдистый, с редкой фауной пелелипод . . . | 0,9 м |

По определению В. И. Бодылевского комплекс фауны позволяет отнести время отложения пород толщ к верхам нижнего волжского яруса верхней юры — зоне *Virgatites virgatus* или зоне *Epiotrgatites nikitini*. Список этой фауны приводится ниже: *Pentacrinus* sp. indet., *Terebratulina cf. strogonofti* d'Orb., *Unicardium* sp. indet., *Parallelodon* (?) sp. indet., *Aucella russiensis* Pavl., *A. cf. fischeriana* d'Orb., *A. sp. indet.*, *Pleuromya tellina* Agass., *P. tellina* Agass., varietas nova, *P. agassizi* Sowinski, *Modiola* aff. *bolonensis* de Lot., *Pholodomya hemicardata* Roem., *Ph. sp. indet.*, *Thracia cf. incerta* Thurm (Desh.), *Pseudomonotis (Eumorphotis) sp. nova* (aff. *anabarensis* Petr.), *Pecten* sp. indet., *Perna* sp. indet., *Mytilus* sp. indet., *Lima* sp. indet., *Ostrea* sp., *Belemnites kirghisensis* d'Orb., *B. cf. mosquensis* Pavl., *B. aff. magnificus* d'Orb., *B. sp. indet.*, *Perisphinctes (Dorsoplanites?)* sp. indet., *Dorsoplanites* aff. *maximus* Spath.

Общая видимая мощность толщ составляет 40—50 м. Подошва толщ находится под четвертичными отложениями.

В истоках ключа Граптолитового (правый приток р. Степанов ушелье), в верхнем течении р. Ленинградской, встречена лежащая на

глинистых сланцах ордовика россыпь (площадью 60 × 20 м) угловатых обломков плотных известковистых песчаников и конгломератов с многочисленной фауной: *Pleuromya tellina* Ag., *Pomomya hortulana* Ag., *Paralitelodon* cf. *keiserlingi* (d'Orb.), *Lima* (*Pseudolima*) sp. aff. *blacet* Cox., *Entolium* cf. *demissus* Phill., *Orbiculoides* sp., *Ditrupe* sp., *Serpula* sp., указывающей, по мнению Н. С. Воронина, на нижеволжский возраст этих отложений.

В верховьях второго левого притока р. Каменной описана делювиальная россыпь мезозойских песчаников среди флювиогляциальных отложений. Площадь россыпи 200 × 300 м, величина составляющих ее обломков и плит 0,2—1,0 м. Угловатые плиты мелкозернистых песчаников с известковистым цементом содержат обильную фауну меллициноид и аммонитов, определенную В. И. Бодылевским: *Pertsphinctes* (*Langeites*) sp. indet., *Turbo* cf. *pushtanus* d'Orb., *Perna* sp. nova aff. *obliqua* Walton., *Macromya* aff. *laevigata* Lah., *Pleuromya tellina* Ag., *P. tellina* Ag., varietas., *Ditrupe* sp. indet., *Aucella* sp. indet. и позволяющую считать возраст этих отложений как нижеволжский.

На южном берегу озера Горного под толщей пород четвертичного возраста обнажаются среднезернистые рыхлые песчаники с ядрами *Pelecypoda* видимой мощности 1 м, по-видимому также относящиеся к нижнему волжскому ярусу.

Верхний волжский ярус (?). В разрезах, вскрытых по рр. Надежды и Последней, в их нижнем течении (вблизи устья р. Каменной), обнажены рыхлые пески, переслоенные пластинами известковистых песчаников и песчаных известняков и залегающие на размытой поверхности глинистых сланцев силура. В песках, в основном кварцевых, обычно мелкозернистых, встречаются покрытые перламутровой оболочкой раковины моллюсков, которые при малейшем прикосновении рассыпаются, обнаруживая тонкую, хрупкую известковую оболочку, заполненную песком. Слон песков изредка содержит линзовидные прослои рыхлого бурого угля мощностью до 1 см.

Песчаные известняки имеют пелитоморфную или криптокристаллическую структуру основной массы; в основной массе рассеяно 35—40% псаммитовых частиц, размеры которых составляют 0,1—0,2 мм; они представлены обломками кварца (80%), микроклина (5—8%), кальцита (10%), хлорита, биотита и роговой обманки (2%). Большинство обломков имеет остроугольную форму, зерна кальцита более или менее округлые. Основная масса сложена кальцитовым материалом и переполнена обломками кальцитовых раковин.

Состав известковистых песчаников подобен известнякам, но количество псаммитовых частиц в них достигает 60—65%. Некоторые слои включают большое количество гальки, образуя конгломерат с псаммитово-известковистым цементом. Галька величиной 1,5—3,0 см, реже 0,5 см, хорошо окатана; она представлена преимущественно глинисто-алевроитовыми сланцами, кварцем, хлоритовыми сланцами, каледонскими гранитоидами.

на р. Последней:

1. Песок мелкозернистый кварцевый серый, обохрененный, на поверхности задернованный 2,0 м
Строение толщи может быть охарактеризовано разрезом обн. № 715
2. Известняк песчаный средней плотности, серый с буроватыми натеками, изобилующий фауной, иногда с галькой 1,5 м
3. Песок такого же типа, как слой № 1 0,6 м
4. Известняк песчаный без фауны 0,3 м
5. Песок мелкозернистый, глинистый, серый, рыхлый с плохо сохранившейся фауной 2,8 м
6. Песчаник известковистый, буровато-серый, мелко-

зернистый, с мелкой хорошо окатанной галькой черных глинистых сланцев, кварца, хлоритовых сланцев, иногда с фауной 0,5 м.

Ниже залегают аллювий р. Последней.

Фауна из пород толщи, определенная В. И. Бодылевским, представлена: *Pleuromya* cf. *nitida* Agass., *P. donacina* Agass., *P.* sp. indet., *Modiola* cf. *vicinalis* d'Orb., *M.* cf. *strajeskiana* d'Orb., *M.* sp. indet., *Aucella* ex. gr. *russiensis* Pavl., *A.* aff. *fischeriana* d'Orb., *A.* cf. *tenacollis* Pavl., *Pseudomonotis* (*Eumorphotis*) aff. *anabarenensis* Petz., *Cyprina* aff. *cancriniana* d'Orb., *C.* (?) sp. indet., *Pholadomya* cf. *nitida* Agass., *Ph.* (?) sp. indet., *Pecten* sp. indet., *Cucullaea* sp. indet., *Gontonia* sp. indet., *Astarte* sp. indet., *Terebratula* sp. indet., *T.* cf. *sibirica* Moiss., *Ostrea* sp. *Ditrupe* sp. nova, *Ditrupe* sp. indet.

В своем заключении В. И. Бодылевский пишет: «Для определения возраста наибольшее значение имеют ауцеллы, встреченные в трех образцах. Они указывают на верхнюю юру — от верхов нижнего волжского яруса до верхнего волжского яруса включительно. Указание на верхний волжский ярус очень интересно, так как до сих пор можно было считать, что отложений этого возраста в северной Сибири нет».

Мощность отложений верхнего волжского яруса в низовьях рр. Последней и Надежды достигает 35—40 м.

В среднем течении р. Ленинградской на отложениях нижнего волжского яруса залегают песчано-глинистая толща с межформационными конгломератами в основании, условно отнесенная к верхнему волжскому ярусу. Будучи перекрыта четвертичными отложениями, эта толща обнажается лишь в разобитных выходах. Породы толщи представлены песками, глинами и конгломератами (в нижней ее части). Конгломераты мощностью свыше 10 м, состоящие из хорошо окатанных и полуокатанных, часто плоских галек кварцитов, пестроцветных мергелей и сланцев, а также кварца величиной 0,5—5,0 см, заключают в себе линзовидные прослои неравномерно-среднезернистого малинового песка. Глины серые и шоколадные, иногда мраморовидные (с желтыми пятнами), жирные, пластичные. Песчаники разнозернистые серо-желтые с линзовидными простоями бурого угля, мощностью до 0,12 м. В породах содержится плохо сохранившиеся отпечатки флоры и куски окаменелой древесины.

На основании анализа спор и пылины Н. Мчедлишвили и В. В. Зауэр определяют возраст этих пород как верхнеюрский. Залегание толщи стратиграфически выше пород нижнего волжского яруса и наличие перерыва в основании толщи (конгломератовый горизонт) позволяют считать ее более молодой, т. е. относить к верхнему волжскому ярусу. Мощность этой толщи 70—80 м.

Нерасчлененные отложения верхней юры — нижнего мела. В нижнем течении р. Пегматит, на рр. Лабиринт, Бурь и Чаечей, на водоразделе между правыми притоками р. Чаечей и верхним течением р. Поперечной В. А. Вакаром были найдены россыпи и останцы мезозойских пород: светло-серые, иногда желтоватые или буроватые (лимонитизированные) аркозовые песчаники с известковистым цементом, аналогичные песчаникам с сидеритовым цементом, углито-известковистые сланцы с отпечатками растений плохой сохранности, конкреции сидерита, скопления угловатых кусков, лигнита и лимонитизированных стволов деревьев.

Песчаники состоят из угловатых и полуокатанных обломков кварца (30%), кислого плагиоклаза (15%), микроклина (10%), обугленной и лимонитизированной древесины (5—15%) в кальцитовом (иногда сидеритовом) цементе (30—40%). Размеры обломков 0,01—0,20 м. Среди них присутствуют единичные зерна циркония, сфена и рудных минералов (гематита, магнетита, пирита) и отдельные чешуйки хлорита.

Установить точный возраст этих пород не представляется возможным. В. А. В а к а р, основываясь на находках плохо сохранившихся аусцелл и ядер белемнитов, определяет его как верхняя юра — нижний мел без расчленения.

Нижний мел

Морская толща. В верхней части описанного выше разреза, установленного в нижнем течении р. Анжелики, наблюдаются снизу вверх по данным Б. Х. Егнзарова (1947 и 1951 гг.)

- | | |
|--|--------|
| 1. Серые толстоплитчатые кварцево-сланцевые известковистые песчаники с большим количеством раковин пелеципод. Горизонт согласно лежит на слое с аммонитами верхней юры | 0,25 м |
| 2. Желтые, оранжевые и розоватые мелкозернистые пески с обломками обуглившейся древесины | 1 м |
| 3. Желто-серые мелкозернистые кварцево-сланцевые пески | 1,5 м |
| 4. Желтые, оранжевые и розовые пески с обуглившимся детритом | 2,5 м |
| 5. Серые среднезернистые известковистые песчаники с фауной пелеципод (ex <i>Heterodontia</i>) плохой сохранности | 0,7 м |
| 6. Бурые мелкозернистые кварцевые пески с галькой кварца до 1 см в поперечнике | 2,5 м |
| 7. Серые крупнозернистые пески с редкой мелкой галькой кварца | 3,5 м |

Пелециподы из слоя № 1, определенные В. И. Бодылевским как *Aucella terebratuloides* Lah., *A. terebratuloides* var. *angulata* Pavl., *A. fischeriana* d'Orb., *A. cf. trigonoides* Lah., *Lima consobrina* d'Orb., *L. aff. consobrina* d'Orb., *Pecten (Chlamys) sp. nova* (aff. *midas* d'Orb.), *P. (Campionectes) sp. indet.*, *Modiola sp. indet.*, *Gonionta sp. indet.*, *Cyprina(?) sp. indet.*, указывают на самую нижнюю часть нижнего мела (рязанский горизонт). Породы перекрываются четвертичными отложениями.

На правом берегу р. Жданова, вблизи ее устья, из-под четвертичных осадков бореальной трансгрессии обнажаются пески с прослоями известковистых песчаников мощностью 0,3—0,5 м и маломощными (0,2—0,3 м) линзами лигнитов. Песчаники имеют базальный кальцитовый цемент, в котором заключено до 80% исаммитовых зерен кварца, обломки рудных агрегатов, единичные зерна нольского шпата и листочки слюды. Цемент пелитоморфной структуры окрашен окислами железа в бурый цвет. В песках встречаются плоские конкреции мелкозернистого пирита диаметром до 0,7 м.

Фауна из этого горизонта (определения Н. С. Воронца) — *Aucella aff. inflata* (Lah) D. Sok., *A. inflata* (Toula) Lah. — относится к зоне *Tolla stenomphala* валанжина. Видимая мощность отложений 30—40 м.

Здесь же, на водоразделе рр. Жданова и Волнистой, развиты зеленоватые-серые слюдяные пески с прослоями желто-серых известковистых песчаников с лиловой корой выветривания. Эти отложения, видимой мощностью 5—6 м, перекрывают морскими четвертичными песками.

В районе горла Гафнер-фиорда, на мысе Удачи и мысе Огорчений, из-под четвертичных морских песков обнажаются очень сильно кляважированные, жирные на ощупь, пластичные, иногда слабопесчаные глины шоколадного цвета, залегающие на биотитово-гранатовых сланцах докембрия. В самой нижней части толщи глины на мысе Оскара (залив Толля) лежат интенсивно кляважированные серые аргиллиты. Глины с подстилающими их аргиллитами принадлежат, вероятно, к нижним горизонтам нижнего мела (валанжину?), — судя по тому, что они перекрываются

угленосной (вероятно, альбской) толщей. Описываемые отложения были прослежены авторами всюду под четвертичной толщей от берега залива Толля на 6—10 км в глубь полуострова. Этим глинами целиком сложен разрез, обнаженный в береговом обрыве мыса Удачи, где мощность глины можно считать в 10—12 м, а мощность всей описанной толщи — в 20 м.

Угленосная толща. В верхней части нижнего течения р. Ленинградской, от устья р. Жданова до озера Цыганское сердце (озеро Московское) и ниже него, на обоих берегах р. Ленинградской развиты серые и кофейного цвета пластичные и слабопесчаные глины и серые слабослюдяные мелкозернистые пески с пластинами углей и прослоями тонкослоистых глинистых известняков, в которых встречаются отпечатки растительных тканей и большое количество обуглившегося растительного детрита. На правом берегу р. Ленинградской и в районе озера Цыганское сердце встречено до пяти пластов углей, обнажающихся на дневной поверхности, причем мощность пластов достигает 1—4 м. Фаунистически толща не охарактеризована. В кофейных глинах, залегающих в подолве углей, на озере Цыганское сердце встречены лишь отпечатки пелеципод плохой сохранности. Толща этих пород с углями залегают стратиграфически выше нижнемеловых пород в устье р. Жданова и, вероятно, относится к верхам нижнемеловой эпохи. В сапропеллевых углях с берегов озера Цыганское сердце, состоящих из водорослей типа *Pila*, обнаружена единичная спора папоротника *Gleichenia* из семейства *Gleicheniaceae* (определенная Э. Н. Кара-Мурза), встречающегося в верхнемеловых отложениях. Угленосные породы перекрывают отложениями морской четвертичной трансгрессии и древним аллювием р. Ленинградской; мощность их не определена, но, вероятно, не менее 20—25 м.

В районе устья Гафнер-фиорда, на южном берегу бухты Угольной, и в верховьях р. Красноярской и Глубокой под четвертичными морскими песками и галечниками широко развиты углесодержащие породы, — именно: светло-серые мелкозернистые кварцевые пески с линзовидными прослоями глинистых слонистых известняков (мощностью до 0,5 м) с обуглившимся детритом и отпечатками обуглившихся растительных тканей, серые и серо-коричневые (кофейные) пластичные глины, лишенные песка и алевролита, и светло-серые, почти белые среднезернистые мономинеральные кварцевые пески. Многочисленные пласты углей (не менее 15) в этих породах имеют мощность 1,3—2,5 м. Угленосная толща залегают на глинах условно (из-за отсутствия фауны) нижнемелового возраста. Литологическое сходство пород и углей верхней части этой толщи с породами и углями, установленными на озере Цыганское сердце, позволяет предположительно отнести её к верхам нижнего мела. Границы развития угленосной толщи совершенно не исследованы; она перекрывается отложениями размывавшей ее четвертичной морской трансгрессии. Мощность толщи может быть приблизительно оценена в 60—80 м.

В верховьях р. Угольной (истоки р. Фомина) среди морских и ледниковых четвертичных отложений встречен изолированный участок мезозойских отложений, залегающих на размытой поверхности палеозойских пород. Разрез мезозойской толщи сложен светло-серыми мелкозернистыми аркозowymi песчаниками с карбонатным цементом, составляющим 30% породы. В составе обломочной части присутствуют кварц, плагиоклаз, микроклин, редко эпидот. В толще песчаников заключено до шести пластов бурого угля, из которых один имеет мощность 5 м. В верхней части толщ залегают светло-серые среднезернистые песчаники с обильным углефицированными растительных остатков. Общая мощность отложений 40—50 м.

По результатам спорово-пыльцевого анализа, произведенного Э. Н. Кара-Мурза, возраст углей определен как верхнеальбский (верхне-нижнего мела). Здесь были определены:

Пальца гинкговых и саговых: *Cyadaceae*, *Ginkgoaceae*, *Bennettitales*.

Пыльца хвойных (*Coniferales*) гр. *Saccota* Naum., *Podocarpaceae*, *Pinaceae*, *Orbicularia* Maе. *Bialina* Maе. тип *Picea*, *Cedrus*, *Pinus* (подрод *Harpoxylon* и подрод *Diploxylon*), *Cypressaceae*, *Taxodiaceae*.

Спores из группы *Triletes Reinsch*: подгруппы *Triangulata* Maе., *Leiotriletes* Naum.

Сем. *Cyatheaceae* cf. *Cyathea*.

Сем. *Polypodiaceae* (подсем. *Pteridae*, *Contogramma* и *Acrosticheae* тип *Acrostichum*).

Сем. *Dipteridaceae* cf. *gleichenia*.

Подгруппы *Sculptiles* Maе. *Lophotriletes* Naum. (тип *Osmundaceae* и *Hymenophyllaceae*), *Chomotriletes* Naum., *Dichyotriletes* Naum. (тип *Lycopodiaceae*);

Спores из гр. *Monoletes* Jbr:

Сем. *Polypodiaceae*: *Ceterach*, *Leptochylus*.

ТЕКТНИКА

На севере Таймырского полуострова (р. Анжелика) залегание мезозойских пород близко к горизонтальному, южнее наблюдаются пликативные и дизъюнктивные дислокации.

Разобщенность выходов и недостаточность наблюдений не позволяют составить представления о характере структур мезозойской толщи. Можно лишь констатировать, что мезозойские отложения в ряде пунктов района собраны в складки.

В породах нижнего кимериджа в районе залива Фаддея (р. Преградная) отмечена синклиналиная складка с падением крыла на юго-восток под углом 5—10°.

В районе нижнего течения р. Каменной, в устьях рр. Надежды и Последней, породы верхнего волжского яруса лежат волнисто с амплитудой складок в несколько десятков метров и падением крыльев на юго-восток 120° под углом 30° — юго-запад 230—260° под углом 10—25°. Аналогичные мелкие складки такого же направления с углами падения до 25° отмечены в нижнемеловых отложениях в устье р. Жданова.

Нижнемеловые породы в районе озера Цыганское залегают в общем горизонтально, но пласт, обнаженный в береговом обрыве озера, обладает волнистостью с юго-восточным — северо-западным падением крыльев под углом 5—18°.

На берегах бухты Угольной падение пластов углей достигает 30—50° на юго-восток, в верховьях р. Красноярской — 60—70°. Здесь же отмечены сбросы с амплитудой в несколько метров, секущие пласты углей.

В истоках р. Фомина (на р. Угольной) пласты углей падают на запад под углом 25—37°.

В районе бухты Угольной, на р. Красноярской и озере Цыганское сердце складчатое залегание пород наблюдалось авторами статьи в условиях, исключающих влияние оползневых явлений, а именно: в расчищенных обнажениях и в горных выработках. Следовательно, можно считать, что на Северном Таймыре мезозойские отложения моложе нижнего мела собраны в складки.

Угленосность

Мезозойские отложения, заслуживающие внимания в отношении угленосности, установлены в районах устья р. Жданова и озера Цыганское сердце, бухты Угольной и верховьев р. Красноярской (близ устья Гафнер-фиорда), а также верховьев р. Фомина (р. Угольная).

1. Район устья р. Жданова и озера Цыганское сердце

Поисковыми работами масштаба 1:100 000 и 1:50 000, проведенными от устья р. Жданова до восточного берега озера Цыганское сердце, угольных пластов рабочей мощности не обнаружено. Отдельные линзоидные пропластки мощностью 0,2—0,3 м в устье р. Жданова и вблизи устья р. Каменной залегают в отвесных береговых обрывах, высотой до 20 м и практического интереса представлять не могут. Однако В. Я. Сычев указывает в этом районе пласты мощностью до 1 м, находящиеся в нарушенном залегании и прослеживаемые на протяжении 3—5 м. Уголь этих пластов черный с бурым оттенком, кусковатый, с раковинистым или ступенчатым изломом. Качество этого угля характеризуется табл. 2.

Таблица 2

Технический анализ угля¹
(по В. Я. Сычеву)

№ обр.	V _{лаб} ^a	A ух.	Vr	Гуминовые кислоты на 1 г массы	Характер кокса
600	17,9	5,42	40,38	82,76	вспуч. порошкообразн.
177	16,16	7,92	41,53	39,20	
129	16,73	10,68	51,74	9,37	

В районе озера Цыганское сердце известно до пяти выходов пластов углей. Один из них, наиболее крупный, расположен на юго-восточном берегу озера, в обрыве над водой (рис. 3), второй — на противоположном, северном берегу озера, на водоразделе с р. Ленинградской, против южного конца первого обнажения, третий — в обрыве правого берега р. Ленинградской, западнее второго выхода, четвертый и пятый — в 600 м к востоку и в 200 м к югу от первого.

Наибольший интерес представляет пласт, выступающий на юго-восточном берегу озера Цыганское сердце. Он на протяжении 300 м обнажен в обрыве, высота которого достигает 2,5—4 м. Нижняя часть пласта закрыта угольной осыпью и обледенелым снегом, не успевающим растаять в течение короткого полярного лета. В южной части обнажения почва пласта уходит ниже уровня воды. Крылья пласта эродированы. На восточном берегу озера пласт размыт водами озера, плоский пляж которого размером 50 × 25 м занят своеобразной озерно-аллювиальной россыпью, состоящей из мелких (в среднем 1—0,5 см) остроугольных кусочков блестящего угля. Мощность угольной россыпи достигает 1 м. Максимальная видимая мощность пласта не превышает 3 м. Пласт имеет пологое волнистое залегание и вблизи выхода падает на юго-юго-восток под углом 12—18°.

На всем протяжении обнажения пласт угля сильно выветрелый, разбит частой сетью трещин на параллелепипедальные блоки размером от 4 × 5 до 10 × 15 см. Эти блоки прикосновением молотка легко отделяются от пласта и у подножья обнажения образуют щебенистую угольную осыпь. Строение пласта выдерживается вдоль всего выхода. Ниже приводится описание пласта (рис. 4).

В почве пласта залегают серые глины со слабым коричневатым оттенком, жирные на ощупь, очень вязкие, плотные. Контакт между глиной и вышележащим углем очень резкий. Разрез пласта угля представляется в следующем виде (снизу вверх):

1. Непосредственно на глине залегают богхед почти черного цвета

¹ Все приводимые в настоящей статье анализы углей выполнены лабораторией Научно-исследовательского института геологии Арктики.

с характерным матовым блеском, тонкоштриховатый с крупнораконистым изломом. Полосчатость в угле создается включением тонких линз (0,5—1,0 мм) блестящих разностей угля в массу матового. Уголь очень плотный, вязкий, при ударе на свежей поверхности скола появляется коричневато-зеленоватый оттенок. На выветрелой поверхности угля развита побежалость цвета каленого железа. В средней части пачки наблюдается прерывистый прослой, содержащий мелкие (по 0,5—1,5 мм) бурые железистые оолиты шаровидной или эллипсоидальной формы, состоящие, очевидно, из окислившегося лимонита (?). Мощность пачки 1,10 м.

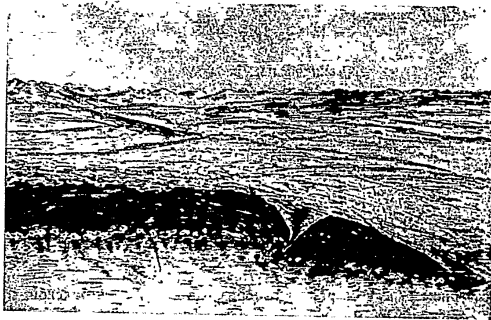


Рис. 3. Выход пласта угля на берегу озера Цыганское сердце.

2. Выше залегают слоистый сапропелевый уголь. Слоистость создается частым чередованием тонкополосчатого богхеда с тонкими прослоями и линзами фюзена. Мощность фюзеновых прослоев 1—3 мм. По всей пачке рассеяны оолиты лимонита (?), причем в фюзеновых прослоях количество их значительно больше, чем в сапропелевых. Здесь они образуют скопления, гнезда и линзы. Мощность пачки... 0,20 м.

3. Уголь фюзеновый, слоистый, черного цвета с шелковистым блеском на поверхностях наслонения. Фюзен встречается крупными фрагментами размером до 5 см и в виде мелкого детрита. В прослоях содержатся оолиты лимонита (?) диаметром 1—2 мм. Мощность слоя... 0,05 м.

4. Слоистая пачка, в нижней части сложенная тонкополосчатым богхедом с линзами и фрагментами крупноволокнистого фюзена и оолитами лимонита; мощность слоя 0,15 м. Выше лежит слой такого же богхеда, но без оолитов, мощностью 0,15 м. Верхняя часть пачки состоит из переслаивающихся гумусового фюзенового угля (1—2 см) и сапропелита (0,5—5,0 см); в этих прослоях содержатся оолиты лимонита (?). При выветривании фюзеновые прослойки превращаются в сажу. Общая мощность этой части пачки 0,1 м. На ней залегают тонкий слой сапропелевого тонкополосчатого угля с фюзеном, выше — слой гумусово-сапропелевого угля с крупными фрагментами волокнистого фюзена, мощность верхнего слоя 6 см. Общая мощность всей пачки... 0,50 м.

5. Богхед тонкополосчатый, почти черный матовый, плотный, очень вязкий, с раковистым изломом. В отдельных местах на поверхности раскола появляется «глазковая» структура скола (отдельность). Мощность пачки... 0,15 м.

6. Уголь фюзеновый, черный, слоистый, хрупкий, очень маркий. Слоистость обусловлена расположением фрагментов фюзена. По всей пачке рассеяны окислившиеся оолиты лимонита (?) охристо бурого цвета размером 1—2 мм; отдельные оолиты достигают 4 мм в диаметре. Мощность пачки... от 0,05 до 0,10 м.

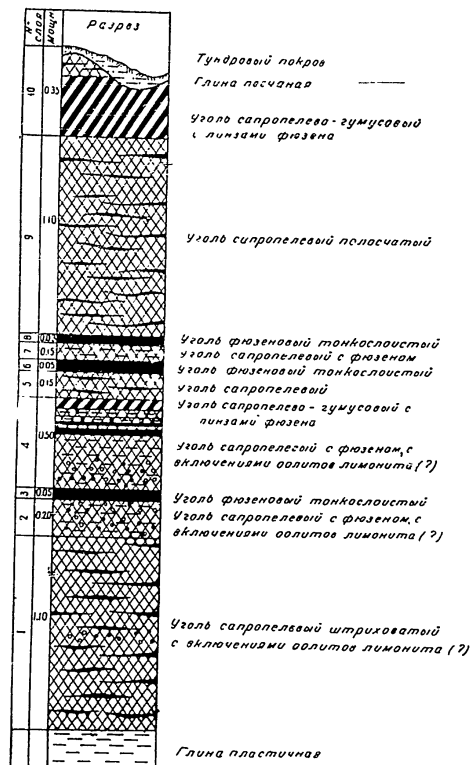


Рис. 4. Разрез пласта угля на озере Цыганское сердце.

7. Богхед слоистый, почти черный, с оливковым оттенком, с матовым блеском, очень вязкий, плотный с прерывистыми прослоями и линзами крупнофрагментарного фюзена и детрита фюзенизированных тканей. Мощность гумусовых прослоев и линз 2—4 мм. Общая мощность пачки 0,12—0,15 м.

Таблица 3

№ пробы	W ^в	A ^c	CO ₂	S _{вещ.}	Элементарный состав				Баланс полукокса на сухую массу (%)				Сложа на горючую массу	V ^t	Характер королька
					C ^t	H ^t	N ^t	(O + S) ^t	вода	полу- кокс	газ	терр			
1784	2,93	1,83	0,09	1,20	77,31	9,51	0,93	12,25	55,61	6,77	24,82	13,40	56,03	84,23	слабо спекшийся

8. Уголь фиозеновый, черный, тонкослоистый, сажистый, рыхлый, хрупкий, Мошность... 0,03 м.

9. Богхед тонкополосчатый, буровато-черный, очень крепкий, вязкий. На поверхности скола образуется коричневатый оттенок. Тонкая полосчатость создается от включения линз и прерывистых прослоев (до 1—3 мм) более блестящих разностей угля в общей матовой массе. Длина этих линз составляет 3—5 см. При раскалывании кусков угля образуются «глазковые» поверхности. Весь его внешний вид чрезвычайно напоминает образцы богхеда из Чарчинского месторождения низовьев р. Оленек. Общая мощность пачки... 1,5—1,10 м.

10. Уголь сапропелево-гумусовый, матовый, слоистый буровато-черный. Гумусовые прослои листоватые, сложены фиозеном. Фрагменты фиозена в массе угля расположены беспорядочно; длина отдельных фрагментов не превышает 1—4 см. Мощность пачки... 0,35—0,40 м.

Эта пачка местами размыта и покрыта песчаными глинами четвертичного времени. В некоторых местах выше десятой пачки видна еще одна пачка тонкополосчатого богхеда, видная мощность которой колеблется от 0 до 0,15 м.

Общая суммарная мощность пласта... 3,2—3,6 м.

Указанный пласт разрабатывался карьерным способом. Мошность пласта в карьере достигает 4,2 м.

Два близлежащих выхода (в 600 м к востоку и в 200 м к югу от описанного) устанавливаются по сажистым налетам в четвертичных песках. Шурфами в обоих пунктах вскрыт выветрелый сажистый уголь, вероятно верхняя размытая часть угольных пластов. На глубине 4 м проходка шурфов была прекращена, вследствие обильного притока воды по подошве деятельного слоя.

В обнажении на правом берегу р. Ленинградской на протяжении 25—30 м выходит пласт угля, мощностью не менее 1,5 м. Строение этого пласта подобно строению описанного выше пласта. В почве залегают серые пластинчатые глины, в кровле — пески четвертичного возраста. Выход на водоразделе между озером Цыганское сердце и р. Ленинградской представлен элювиальной осыпью, площадью 3 × 5 м. Слой элювия состоит из слонистых, при выветривании распадающихся плиток буроватого сапропелевого угля с раковинным изломом и большим количеством отпечатков флоры на поверхности наслонения. Размер отдельных плиток достигает 20 × 25 — 30 см при толщине 1—2 см. Уголь загорается от спички и горит желтым, сильно коптящим пламенем,

а в топке дает большое количество тепла, причем в дымоходах в избытке конденсируются жидкие продукты перегонки.

Петрографическое исследование показывает, что этот уголь сложен колониями водорослей, включенными в красновато-бурюю основную массу. Иногда между колониями располагаются тонкие линзы витрена (рис. 5). При микроскопическом изучении остатков мацерации обнаружено массовое скопление колоний водорослей типа *Pila* (или близкой к ней водоросли *Botryococcus*), относящихся к классу *Siphonales* отдела зеленых водорослей. Среди водорослей встречены обрывки плодового тела гриба и пыльные хвойных, а также одна спора папоротника *Gleichenia* из семени *Gleicheniaceae*, по типу близкая к современному виду *Gleichenia glauca* (определения Э. Н. Кара-Мурза).

Образец угля из описанного пласта, взятый с поверхности, был подвергнут химическому анализу, который дал результаты, приведенные в табл. 3.

По химическому составу — это типичный богхед, весьма напоминающий богхеды Чарчинского месторождения в Усть-Оленекском районе. Обращает на себя внимание высокое содержание в угле водорода и обильный выход смол; эти характеристики лишь немного уступают лучшим показателям Чарчинского месторождения. Значительно более низкая зольность (1,83% против 3,4—16,4% в Усть-Оленекском районе) выгодно отличает этот богхед от чарчинских богхедов. Приведенные данные свидетельствуют о пригодности угля для получения жидкого топлива. К сожалению, площадное и вертикальное распространение богхедов в районе совершенно не изучено.

2. Район бухты Угольной и верховьев р. Красноярской (близ устья Гафнер-фиорда)

На южном берегу бухты Угольной угленосные отложения занимают площадь 200 × 50 м. Это — коричневатые-серые и серые слабопесчаные глины с тонкими (0,2—0,3 м) прослоями тонкослоистых плотных серых известняков и светло-серые, почти белые мономинеральные кварцевые пески, лежащие на глинах валанжина (?), имеющих шоколадный цвет, и перекрывающие четвертичными морскими песками с галькой. В толще песчано-глинистых пород видной мощностью до 25—30 м заключено пять пластов углей мощностью от 0,6 до 2,5 м; угли бурые, гумусово-сапропелевые, полосчатые, кусковые. Некоторые пласты состоят из двух пачек, разделенных прослоем глины или глинистых известняков с растительным детритом мощностью 0,05—0,3 м. Отдельные пачки имеют однородное строение. Мощности пород, разделяющих пласты, колеблются от 2 до 10—12 м. Залегание пластов моноклиальное с падением на юго-восток под углом до 50°.

В верховьях р. Красноярской угленосная толща залегает под четвертичными отложениями и подошва ее на поверхности не обнажается. Выходы мезозойских пород с углями встречаются на площади 10—15 кв. км. Судя по превышенным возвышенностям, сложенных целиком угленосными породами, мощность толщи не менее 50 м. Породами, вмещающими угли, являются глины и пески с прослоями глинистых известняков, подобные породам, обнаженным в районе бухты Угольной.

В этих породах залегают до 12 угольных пластов рабочей мощностью от 1,2 до 2,5 м. Выходы пластов хорошо прослеживаются на дневной поверхности и в ряде случаев имеют протяжение до 600—700 м. Пласты слагают гумусово-сапропелевые, иногда гумусовые угли, переполненные остатками растительных тканей. Строение пластов сложное, часто они состоят из двух пачек, разделенных слоем глины или тонкослоистого глинистого известняка с обуглившимся растительным детритом мощностью 0,1—0,3 м. Гумусовые части пластов состоят из фиозена и имеют листоватую отдельность, сапропелевые — залегают в теле пласта в виде

Таблица 4

Химический анализ угля

№ обр.	Вода	Зола	Серя	На горючую массу				Лету-чие	Гулиновые кислоты	Сухая изеренка по Фишеру			Теплотворная способность	
				C	H	S	N + O			смола	полу-кокс	Газ + по-тери	6150	6150
513 6	15,3	4,52	0,3	69,71	3,73	0,48	26,08	40,69	36,0	1,38	57,98	14,9	6150	
513 6	14,20	8,3	0,32	70,33	3,60	0,41	25,66	40,00	1,36	1,76	61,8	16,26	6150	
513 3	13,26	4,2	0,31	70,76	3,85	0,38	25,01	39,27	2,4	2,84	63,86	9,79	6271	
513 8	14,73	4,25	0,28	71,31	4,41	0,35	23,93	52,75	26,2	2,84	61,09	10,41	6801	

лизи мощностью несколько сантиметров. Угли некоторых пачек при выветривании образуют параллелепipedальную отдельность. Залегание пластов углей моноклиальное, падение на юго-восток достигает 50 и даже 70°. В некоторых случаях по выходам и расчетам устанавливаются секущие угольные пласты сбросы с амплитудой до нескольких метров.

В верховьях одного из правых притоков р. Красноярской имеется выход пласта, по-видимому, размытого трансгрессией четвертичного моря: эллипсoidalная площадь размером 80 × 30 м покрыта мощной осыпью ромбодрических обломков величиной 2—5 см и мелкого щебня угля. Вмещающие пласт породы — серые среднезернистые кварцевые пески — на расстоянии до 300 м протягиваются грядой, хорошо выделяющейся на поверхности тундры. Породы гряды и угли перекрываются морскими четвертичными песками с галькой мезозойских известняков.

Приведенными фактами угленосность района, прилегающего к Гафнер-фиорду, не исчерпывается. По сведениям промышленников и рыбаков, углубившихся в тундру от берегов Гафнер-фиорда и р. Ленинградской, на всем протяжении от озера Цыганское сердце до устья Гафнер-фиорда встречаются высыпки и речная галька углей, происходящих из пластов, скрытых под четвертичными породами.

3. Район верховьев р. Фомина

В верховьях р. Фомина, на р. Угольной, в береговых обрывах обнаружены шесть пластов бурых углей, залегающих в мелко- и среднезернистых песчанниках. Мощность четырех нижних пластов осталась невыясненной, два верхних пластов имеют мощность 2,5 и 5 м. Мощность пород, разделяющих пласты, составляет от 2 до 7 м. Падение пластов западное под углом 25—37°.

Микроскопическим анализом установлено три разновидности углей: клареновый однородный, клареновый штриховатый и витреновый однородный, причем витрен включен в пачки кларенового угля в виде крупных линз. В клареновом материале часто встречаются кутинизированные элементы. Химический анализ приводится в табл. 4.

ВЫВОДЫ

1. На территории Северного Таймыра мезозойские отложения имеют очень широкое развитие. Они залегают на размытой поверхности различных горизонтов палеозоя и докембрия и перекрываются осадками четвертичного моря. С характером залегания связана разнородность

состава мезозойских отложений при кажущемся их однообразии: в районах, где мезозойские породы лежат на докембрийских отложениях, мезозойские осадки состоят из гальки метаморфических пород, а также хлорита, эпидота и т. д.; в районах распространения пород нижнего палеозоя в составе мезозойских толщ преобладают обломки и галька черных глинистых сланцев силура и каледонских гранитоидов или пестроцветных сланцев и мергелей кембрия.

Плохая сохранность мезозойских толщ обусловлена тем, что они еще до современной эрозии были размыты трансгрессиями четвертичного времени. Поскольку в это время перемывались обширно развитые на Севе-

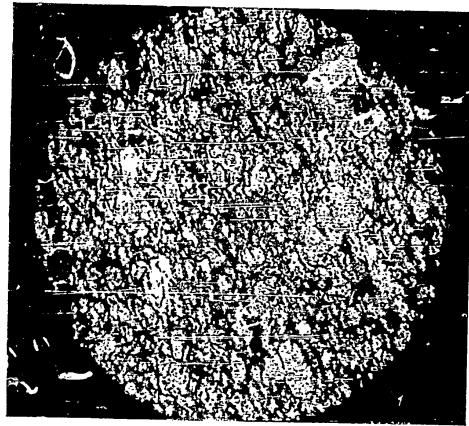


Рис. 5. Богhead с озера Цыганское сердце и проходящим свете (шляф, ув. 80 раз)

ном Таймыре мезозойские осадки, четвертичные толщи значительно беднее слюдой и однообразнее по составу. Это облегчает картирование мезозойских отложений среди четвертичных пород.

2. Возрастной диапазон мезозойских осадков Северного Таймыра — от нижней юры (?) до верхов нижнего мела включительно. Перерывы внутри указанного диапазона, возможно, объясняются малой степенью изученности.

Максимальные и наиболее полные мощности мезозойских осадков искривляются в депрессиях современного рельефа. Так, например, в районе устьев рр. Жданова и Каменной, в глубокой депрессии между горами Бырранга и плато Лодочникова суммарная мощность отложений нижнего волжского яруса, верхнего волжского яруса и нижнего мела достигает 170—230 м. Таким образом, на Северном Таймыре можно предположить развитие палинместового рельефа, при котором современный рельеф повторяет черты древнего и современные его понижения развиваются по древним домезозойским впадинам, заполненным ныне легко размываемыми рыхлыми осадками мезозоя.

3. Мезозойские отложения Северного Таймыра дислоцированы — по крайней мере, в районе, прилегающем к горам Бырранга (южнее линии Залив Фаддея — устье Гафнер-фиорда). Область, прилегающая к горам

Быранга, являлась мобильной в посленижнемеловое время. Вероятно, здесь проявлялись фазы мезокайнозойской складчатости.

4. Угленосность мезозойских осадков возникла в верхнеюрское время, когда среди песков нижнего и верхнего волжского ярусов вблизи устья р. Каменной появились прослои рыхлого бурого угля мощностью до 1 см, и достигла максимального развития в верхах нижнего мела (альба?), когда количество пластов в разрезах превысило 10, а мощность до 4,5 м.

5. Изложенные факты позволяют считать южную часть Северного Таймыра новым угленосным районом, практическое значение которого не вызывает сомнения.

Следует подчеркнуть, что поиски углей на Северном Таймыре систематически никогда не проводились. Так, огромная площадь длиной почти 70 км вдоль нижнего течения р. Леннинградской, от озера Цыганское сердце до бухты Угольной, близ устья Гафнер-фиорда, пересечена лишь случайными маршрутами и на геологических картах условно закрашена желтым цветом четвертичных отложений. Открытие на этой площади месторождений в верховьях р. Красноярской с 12 пластами углей рабочей мощности, а также наличие высококачественных богородов позволяют рекомендовать всю указанную площадь для поисковых работ на угли¹.

6. Приведенные материалы полностью не исчерпывают вопроса о распространении мезозоя на Северном Таймыре. Находки Г. Д. Алеева об обломках пород лейаса (?) на мысе Лассинуса, нижнего валанжина на мысе Харитона Лаптева и в других местах верхнего оксфорда на р. Каньонке и т. д. свидетельствуют о широком развитии мезозойских образований.

¹ По материалам Межведомственной комиссии 1957 г. запасы углей бассейна нижнего течения р. Леннинградской — от устья р. Жданова до побережья залива Толля (включая район верховьев р. Фомина) — по категории С₁ превышают 20 млрд т.

ДЕМОКИДОВ К. К., ЧЕРНЫШЕВА Н. Е.
ПИСАРЧИК Н. К., НЕКРАСОВА О. М.

СТРАТИГРАФИЯ И ФАЦИИ КЕМБРИЯ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Кембрийские отложения в пределах Сибирской платформы пользуются широким распространением, образуя два обширных поля, разобщенных более молодыми отложениями. Южное кембрийское поле, большее по площади, охватывает всю южную часть бассейна р. Лены и верховья р. Ангары (северный склон Алданского щита и Иркутский амфитеатр). Северное кембрийское поле расположено на севере платформы в бассейнах рр. Оленек и Котуя. Кроме этих двух основных областей распространения кембрийских отложений на Сибирской платформе, их выходы известны и в ряде пунктов на её западной окраине.

В фациальном отношении кембрийские отложения Сибирской платформы принадлежат преимущественно осадкам небольших глубин эпиконтинентального морского бассейна. Среди них преобладают карбонатные отложения, подчиненное развитие имеют песчано-глинистые образования. Довольно широким развитием пользуются фации усыхающих лагун (галогенные отложения) и локальным — континентальные образования. Морские кембрийские отложения охарактеризованы разнообразными комплексами организмов, среди которых основное стратиграфическое значение имеют трилобиты и археоциаты. Кроме того, встречаются брахиоподы, гиолиты, известковые водоросли, изредка спиккулы губок, гастроподы, граптолиты, остатки плаунообразных растений.

Первая обобщенная и палеонтологически обоснованная схема стратиграфического расчленения кембрия Сибирской платформы была разработана в 1938—1940 гг. Е. В. Лермонтовой. В последующие годы на основании изучения обширного фактического материала эта схема дополнялась, уточнялась и детализировалась целым рядом исследователей.

В результате произведенных работ было установлено присутствие среди кембрийских отложений Сибирской платформы осадков, принадлежащих всем трем отделам этой системы. Нижний и средний отделы предложено разделять на ярусы, а последние на зоны [12, 13, 14]. Фаунистические зоны, по комплексам заключенных в них органических остатков, сопоставляются с зонами в обобщенных стратиграфических схемах кембрия зарубежных стран. Сводная схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений Сибирской платформы показана на табл. 1. Для отдельных районов платформы имеются более подробные стратиграфические расчленения, которое не выдерживается на всей территории.

НИЖНИЙ КЕМБРИЙ

Нижнекембрийский отдел разделяется на два яруса [12, 13] (снизу вверх): алданский и ленский. Алданский ярус составляет нижнюю часть отдела, которая соответствует, по-видимому, четырем нижним зонам нижнего кембрия, включая зону *Olenellus* западно-европейской обобщенной

Таблица 1
Схема стратиграфического расчленения кембрийских отложений
Сибирской платформы

Отдел	Сибирская платформа		Западная Европа	
	Ярус	Зона	Зона	
Верхний кембрий	Расчленения на зоны нет		<i>Acaerocare</i> — <i>Cyclonathus</i> <i>Peltura</i> — <i>Sphaerophthalmus</i> <i>Leptoplastus</i> <i>Parabolina spinulosa</i> <i>Olenus</i>	
	<i>Agnostus pisiformis</i>		<i>Agnostus pisiformis</i>	
Средний кембрий	Майский	Верхний подъярус	<i>Aldanaspis</i> <i>Lejopyge laevigata</i>	
		<i>Phacopora glandiformis</i>	Подзона <i>Ptychoparia-Paroposia</i>	<i>Paradoxides forchhammari</i>
			Подзона <i>Anomocarioides</i>	
			Подзона <i>Liostracus</i>	
	Нижний подъярус	<i>Anopolenus</i>	<i>Paradoxides davidis</i>	
	Английский	<i>Pseudonomocarina</i> — <i>Paradoxides hicksi</i>		<i>Paradoxides hicksi</i>
<i>Schistocephalus enigmaticus</i> — <i>Paradoxides oelandicus</i>		<i>Ctenocephalus exsulans</i> <i>Paradoxides oelandicus</i>		
<i>Schistocephalus antiquus</i> — <i>Oryctocephalops</i>		перерыв		
Нижний кембрий	Ленский	<i>Protolenus grandis</i>	<i>Protolenus</i>	
		<i>Pseudoeteraspis</i> — <i>Namanota</i>		
		<i>Bergeroniaspis ornatus</i>		
		<i>Bulalaspis</i>		
	<i>Bergeroniellus asiaticus</i>			
Алданский	<i>Judomia</i>	<i>Olenellus</i> <i>Callavia</i> <i>Holmia</i> <i>Obotella</i>		

стратиграфической схемы кембрия. Нижняя часть алданского яруса на Сибирской платформе почти не охарактеризована палеонтологически, за исключением остатков известковых водорослей, главным образом стро- стругует довольно многочисленная фауна археоциат и трилобитов, иногда брахиопод, гноллитов; изредка встречаются спикулы губок (*Chancelloria*), отпечатки медуз и т. д. Из археоциат для алданского яруса характерны виды родов: *Ajaciclyathus*, *Coscinoocyathus*, *Archaeolynthus*, *Nochoroicyathus*. Трилобиты принадлежат в основном двум сем. *Olenellidae* (*Judomia*, *Paedeumias*) и *Pagetidae* (*Pagetiellus*, *Triangulaspis*, *Cobboldia*). Небольшое количество органических остатков в отложениях алданского яруса и приуроченность основного числа их к верхней части яруса не дает возможности расчленить его на фаунистические зоны. Лишь в верхней части может быть выделена зона *Judomia*. Для отдельных районов некоторые исследователи (Н. В. Покровская и др.) выделяют в алданском ярусе ряд горизонтов.

Ленский ярус представляет собой верхнюю часть нижнекембрийского отдела от границы с алданским ярусом до границы со среднекембрийским отделом и соответствует зоне *Protolenus* западно-европейской схемы. В пределах Сибирской платформы, и особенно в восточной части ее (бассейн среднего течения р. Лены), отложения ленского яруса широко развиты и наиболее полно представлены, по сравнению с другими разрезами нижнего кембрия, в том числе с западно-европейскими. Ленский ярус охарактеризован богатой и разнообразной фауной, среди которой преобладают трилобиты, главным образом из сем. *Protolenidae* (*Protolenus*, *Bergeronellus*, *Bergeroniaspis*). Кроме того, из трилобитов встречаются виды родов, принадлежащих *Dolichomeloidae*, *Dorypygidae*, *Namanoidae* и др.; из других групп — брахиоподы (*Kutorgina*, *Nisusta*), археоциаты (*Archaeocyathus*, *Claruscyathus*, некоторые *Ethmophyllum*). На основании обильной фауны и хорошо прослеживающейся постепенной смены фаунистических комплексов от более древних отложений к молодым, ленский ярус расчленен на следующие фаунистические зоны (снизу): *Bergeronellus asiaticus*, *Bulalaspis*, *Bergeroniaspis ornatus*, *Pseudoeteraspis* — *Namanota*, *Protolenus grandis*.

По составу фауны можно заключить, что в конце алданского и начале ленского веков восточно-сибирской морской бассейн сообщался с морями атлантической палеозоогеографической провинции (сходство отдельных форм из сем. *Olenellidae* и *Protolenidae*). К концу ленского века усилилась связь Восточной Сибири с областями тихоокеанской провинции.

Алданский ярус

Отложения алданского яруса пользуются широким распространением в пределах Сибирской платформы как на юге ее, так и на севере. В предалданское время на большей части территории существовали континентальные условия, и нижнекембрийские отложения залегают на размытой поверхности докембрийских пород. Исключение в этом отношении представляют, возможно, лишь отдельные участки на периферии платформы (например, восточная окраина Анабарского шита, некоторые пункты северного склона Алданского шита), где не установлено следов перерыва между отложениями алданского яруса и толщей докембрийского палеозоя. В центральной части южного кембрийского поля отложения нижнего кембрия ложатся на архейские образования.

В области южного кембрийского поля отложения алданского яруса присутствуют на северном склоне Алданского шита, откуда простираются к юго-западу в район Иркутского амфитеатра. В пределах этих районов в алданском ярусе выделяются две свиты: нижняя — толбинская (юдом-

ская) и одновозрастная сй ушаковская, и верхняя — пестроцветная (аналог ее — мотская свита).

Толбинская (юдомская) свита на крайнем востоке южного кембрийского поля состоит из водорослевых и оолитовых доломитов и доломитистых песчаников общей мощностью в 250 м, содержащих морскую фауну в самых верхних горизонтах. Известны единичные находки трилобитов *Paedeumias* sp. По мере продвижения на запад вдоль северного склона Алданского шита, свита, сохраняя свой доломитовый состав, постепенно обогащается терригенным материалом и местами прослоями гипсов. Мощности свиты увеличиваются с востока на запад от 250 м (рр. Мая, Юдома) до 800 м (р. Намана) и уменьшаются к югу (верховья р. Олекмы) до 100 м.

На юге платформы в районе Иркутского амфитеатра ушаковская свита, параллелизирующаяся с толбинской, состоит из ритмично чередующихся слоев песчаников, алевролитов и аргиллитов зеленовато-серой, местами пестроцветной окраски. Значительным распространением в этих породах пользуются тонкая, косяя и лизовидная слюистости, имеются знаки ряби, следы местных размывов и микрооползней. Аргиллиты и алевролиты содержат растительный детрит и изредка споры. К востоку (Прибайкалье) свита обогащается граувакковыми песчаниками с прослоями в низах разреза внутриформационных конгломератов. Мощность ушаковской свиты постепенно уменьшается от 1000 м на востоке — в Прибайкалье до полного выклинивания в Присяянье.

Пестроцветная свита на востоке южного кембрийского поля сложена пестроокрашенными глауконитовыми глинистыми известняками, несущими на поверхностях наслаения многочисленные признаки мелководья, как например, трещины усыхания, знаки волновой ряби и течений и т. п.

В направлении с востока (рр. Мая, Юдома) на запад (р. Намана) в составе пестроцветной свиты происходит постепенное замещение пестрых глинистых известняков пестровальными глинистыми доломитами с прослоями ангидрита и изредка каменной соли. Мощности свиты изменяются от 40 на востоке до 250 м на западе. Фауна, обнаруженная в разрезах свиты, представлена трилобитами *Judomia dzevanouskii* Legm., *Paedeumias* sp., *Triangulaspis meglitzkii* (Toll.), *Pagetiellus lenacatus* (Toll.), *Cobboldia dentata* Legm и др., брахиоподами (*Botsfordia caelata* Hall), археоциатами (*Ethmophyllum squamosum* Zhur., *Dictyoecyathus laxus* Vologd., *Nochorocyathus mirabilis* Zhur., *Coscinoecyathus rojkovi* Vologd. и др.) и гиолитами (*Hyalites*).

Мотская свита, являющаяся стратиграфическим аналогом пестроцветной свиты северного склона Алданского шита, развита на всей территории Иркутского амфитеатра, а также в Прибайкалье и Присяянье. Свита представлена ритмичным чередованием отложенных разнообразного состава: песчаников, мергелей, доломитов, ангидритов и смешанного типа пород и разделяется по преобладанию тех или других на три подсвиты (снизу вверх): песчаниковую, ангидрито-доломито-песчаниковую и доломитовую. Мощность всей свиты 340—457 м. Характерным для мотской свиты является: 1) постепенное снижение размеров и количества обломочного материала как вверх по разрезу, так и в горизонтальной плоскости от южной периферии района в северном направлении; 2) наличие многочисленных признаков засоления бассейна, мелководья и частичного выхода осадка из-под воды (обилие первичного ангидрита, гипсоморфоз по каменной соли, трещины усыхания, знаков ряби, отпечатки капели дождя, следов перемылов и переотложения осадка и др.); 3) относительная выдержанность мощности свиты.

В пределах северного кембрийского поля Сибирской платформы отложения, относящиеся к алданскому ярусу, залегают на большей части территории на размытой поверхности докембрийских пород. В восточной части этого района к алданскому ярусу относятся две свиты (кесюсинская и еркекетская), тогда как на западе выделяется одна свита (усть-котуй-

канская), включающая отложения всего нижнего отдела. Нижняя, большая часть усть-котуйканской свиты по фауне относится к алданскому ярусу.

Кесюсинская свита, распространенная только в восточной части северного кембрийского поля, состоит из пестроокрашенных конгломератов, песчаников, алевролитов и песчаных известняков, которые характеризуются широким распространением грубой и мелкой косяя слоистости, сильно выраженным непостоянством по простиранию и быстрой сменой одних осадков другими. Мощность свиты колеблется от 140 на севере до 20—30 м на юге. К западу свита, по-видимому, выклинивается и не достигает р. Анабара. Ее возраст устанавливается по присутствию в песчаных пятнистых известняках трилобитов плохой сохранности, принадлежащих роду *Olenellus*.

Еркекетская (эмяксинская на р. Анабаре) свита является стратиграфическим аналогом пестроцветной свиты северного склона Алданского шита и состоит, так же как и последние, из пестрых (красных, зеленых, коричневых) глинистых известняков, содержащих глауконит и морскую фауну. Характерно широкое распространение на плоскостях наслаения знаков морской ряби, трещины усыхания и других признаков мелководья. Мощность свиты в нижнем течении р. Оленек составляет 180—200 м. К западу от р. Анабар она снижается до 70 м. Вдоль южного склона Анабарского шита мощность свиты уменьшается с востока на запад от 180 до 30 м. На севере Анабарского шита свита имеет около 100 м мощности.

К алданскому ярусу еркекетская (эмяксинская) свита относится на основании присутствия в ней следующих форм: *Judomia dzevanouskii* Legm., *Paedeumias* sp., *Triangulaspis meglitzkii* (Toll.), *Botsfordia caelata* Hall.

Усть-котуйканская свита, распространенная к западу от Анабарского шита по литологическим признакам является почти полным аналогом еркекетской. В своем основании она сложена брекчиями и конгломератами мощностью в несколько метров. Выше по разрезу лежат пестроокрашенные глинистые известняки и мергели, часто чередующиеся между собой. В средней части течения р. Котуй эти породы замещаются доломитами с прослоями гипсов. Мощность пород усть-котуйканской свиты, относимых к алданскому ярусу, в среднем равна 280 м. Фауна в свите довольно разнообразна. Она представлена в основном археоциатами, трилобитами и брахиоподами. Кроме того, встречаются неопределимые остатки гиолитов, губок и водорослей.

Археоциаты особенно обильно распространены в нижней части свиты в 10—15 м от ее подошвы в вишнево-красных глинистых известняках. Отсюда определены *Archaeoalynthus polaris* (Vologd.), *Coscinoecyathus rojkovi* Vologd., *Nochorocyathus* sp. и много других форм, известных из отложений вышеописанной пестроцветной свиты северного склона Алданского шита. В верхних горизонтах нижней части свиты распространены главным образом трилобиты, среди которых возраст определяют формы, принадлежащие роду *Judomia* Legm.

Суммируя все данные по фашиальным особенностям отложений алданского века как на юге, так и на севере платформы, можно сказать, что в начале алданского века, в связи с нисходящими движениями Сибирской платформы началась раннекембрийская трансгрессия. В толбинское и соответствующее ему ушаковское время вдоль северного склона Алданского шита существовали условия морского мелководного бассейна лагунного типа с повышенной соленостью вод, тогда как на юге платформы, в пределах Иркутского амфитеатра, существовала обширная прибрежная равнина, периодически затоплявшаяся морем. Одновременно на севере платформы нижнекембрийское мелкое море захватывало всю ее северо-восточную половину и распространялось за ее пределы. Небольшие участки суши сохранялись, по-видимому, только на северной

и западной окраинах современного контура Анабарского шита. К концу алданского века трансгрессия расширилась и почти на всем протяжении платформы господствовал одинаковый режим открытого мелкого морского бассейна, в котором происходило осаждение известково-глинистых осадков. Близость суши сказывалась только в западной части северо-восточного склона Алданского шита и на юге платформы в пределах Иркутского амфитеатра, где развиты осадки осоложенных лагун, местами сменяющиеся по периферии платформы континентальными отложениями (нижняя часть мотской свиты в Присаянье). В течение всего века господствующим было северо-северо-западное направление сноса обломочного материала.

Ленский ярус

Отложения ленского яруса пользуются в пределах Сибирской платформы не менее широким распространением, чем отложения алданского яруса, и установлены как в ее южной части, так и на севере. По фауне ленский ярус на северном склоне Алданского шита разделяется на пять зон (табл. 1). В южной части Сибирской платформы в пределах Иркутского амфитеатра, а также на ее севере, выделить с достаточной точностью зоны пока не удается. Отложения ленского яруса повсеместно залегают согласно, без перерыва на толще алданского яруса и отличаются, особенно в пределах южного кембрийского поля, сильной фаунальной изменчивостью. Наиболее древняя зона ленского яруса — зона *Bergeroniellus asiaticus* на северном склоне Алданского шита представлена осадками двух групп фауны. В районе бассейна среднего течения р. Лены, к этой зоне относится синская свита, сложенная чередующимися между собой битуминозными известково-глинистыми горючими сланцами и битуминозными, окремненными известняками. Мощность свиты постепенно уменьшается с запада на восток. Тонкая горизонтальная слоистость горючих сланцев, присутствие в них морской фауны, пирита и отсутствие признаков мелководья, широко развитых в других отложениях, свидетельствует об образовании этих осадков в более углубленных участках шельфа в условиях застойной среды. Вторая группа фауны зоны *Bergeroniellus asiaticus* представлена лагунными доломитовыми осадками. Они распространены в верховьях бассейнов рр. Амги и Алдана на востоке, на рр. Олекме и Чаре на западе, и в пределах Иркутского амфитеатра. В последнем районе синской свиты соответствуют отложения сильно осоложенных лагун уольской свиты, которая сложена каменной солью с подчиненными ей слоями доломитов (часто водорослевых), ангидритов с прослоями глинистых разностей этих пород. Мощность уольской свиты изменяется с юга на север от 600 до 1000 м. На южной периферии Иркутского амфитеатра в Присаянье (на западе) и Прибайкалье (на востоке) соленосные отложения уольской свиты фаунально замещаются ангидрито-доломитовыми и доломитовыми осадками с примесью глинистого и песчаного материала. Мощность этих отложений не превышает 150 м.

Руководящая фауна зоны *Bergeroniellus asiaticus* присутствует главным образом в отложениях типа синской свиты. Отсюда известны: *Bergeroniellus asiaticus* Legm., *B. expansus* Legm., *B. gurarti* Suv., *B. spinosus* Suv., *Kootenia jakutensis* Legm., *Pagetina primaeva* Legm. и др. формы.

Следующая зона *Bulataspis* ленского яруса вдоль северного склона Алданского шита сложена, в основном, известняками фауны открытого мелководного моря (толбачанская свита, низы куртинговой свиты и их аналоги). Лагунного типа осадки продолжали отлагаться в это время в бассейне р. Амги (мундучинская свита) и в западной части северного склона Алданского шита. Лагунные условия продолжали сохраняться и в пределах Иркутского амфитеатра. Здесь в течение этого отрезка времени происходило образование нижней части бельской свиты, которая сло-

жена главным образом чистыми и известковистыми доломитами с прослоями доломитовых мергелей и реже чистых и доломитовых известняков. Подчиненное развитие имеют ангидриты и гипсы (по ангидриту), а местами слои и их пачки, сложенные каменной солью. Обломочные породы присутствуют лишь в виде единичных прослоев и линз. Характерно для всей свиты значительное непостоянство отложений с быстрой сменой осадков разных фаун как во времени, так и в пространстве.

Фауна зоны *Bulataspis* присутствует в осадках разных групп фауны. Для отложений южной окраины платформы характерны остатки трилобитов — *Bulataspis vologdini* Legm., *Bulataspis tasevicius* Rep. и др., тогда как в карбонатных отложениях открытого морского бассейна распространены *Bergeroniellus lemontovae* Suv., *Bergeroniellus allasovi* Legm., *Aldonia ornata* Legm. Зона *Bergeroniopsis ornatus* характеризуется более однообразной фаунальной обстановкой в южной части Сибирской платформы, обусловленной, возможно, некоторым развитием на этом этапе нижнекембрийской трансгрессии в южном направлении. В тесной связи с этим вдоль всего северного склона Алданского шита получили развитие достаточно однообразные известковые осадки открытого мелкого морского бассейна, изобилующие разнообразной фауной. Эти отложения выделяются в олекминскую свиту. Синхронной ей в среднем течении р. Лены является верхняя часть куртинговой свиты.

В пределах Иркутского амфитеатра к зоне *Bergeroniopsis ornatus*, очевидно, следует относить верхнюю часть бельской свиты, представленные однообразными доломитами булайского горизонта и синхронные им отложения других свит. Как те, так и другие фауны не охарактеризованы.

Фауна зоны *Bergeroniopsis ornatus* приурочена к отложениям известняковых фауны открытого мелкого моря, распространенным вдоль северного склона Алданского шита. Руководящими здесь являются *Bergeroniopsis ornatus* Legm., *Jakutus quadriceps* (Rjonsn.), *Solenopleura bella* (Rjonsn.), *Kutorgina lenatica* (Legm.).

Зона *Pseudoeterasps* — *Namanoia* в фаунальном отношении близка к нижележащей, но характер отложений указывает на некоторое обмеление морского бассейна, что более резко выражено на южной окраине Сибирской платформы. На северной окраине Алданского шита к зоне *Pseudoeterasps* — *Namanoia* относятся разновозрастные и сопоставляемые друг с другом барылайская, кетеминская и чарская свиты, в составе которых повсеместно преобладают доломиты, нередко содержащие стяжения кремния. Подчиненное значение имеют известняки и мергели. Мощность зоны колеблется от 100 до 300 м. Возраст этих отложений определяют *Pseudoeterasps aldanensis* N. Tchern., *Parapoliella obrutchevi* (Legm.), *Namanoia namanensis* и другие трилобиты. В южной части платформы к зоне *Pseudoeterasps* — *Namanoia* относятся низы ангарской свиты. По составу пород эта свита сходна с подстилающей ее бельской свитой, отличаясь от последней меньшим развитием залежей каменной соли и большим, на отдельных участках, сульфатным пород и обломочного материала. В нижней части разреза присутствуют *Parapoliella obrutchevi* (Legm.), *P. sulcata* N. Tchern., *Pseudoeterasps angarensis* N. Tchern. и в северо-восточной части Иркутского амфитеатра — *Namanoia namanensis* Legm., *Bathynotus namanensis* Legm. и другие формы.

Зона *Protolenus grandis* имеет более ограниченное, чем предыдущие зоны, распространение. Фаунистически доказанные отложения этого возраста установлены только в восточной части северного склона Алданского шита. На юго-западе платформы к этой зоне условно могут относиться немые отложения верхней части ангарской свиты. В восточной части северного склона Алданского шита в зону *Protolenus grandis* входят еланская свита на р. Лене и разновозрастная ей хомустаская свита на р. Амге. Мощность отложений этой зоны в среднем равна 120 м. В направлении с запада на восток происходит смена фауны от прибрежно-морских к фаунам открытого морского бассейна. Руководящими для зо-

ны *Protolenus grandis* являются трилобиты *Protolenus grandis* Lerm., *Edelsteinaspis ornatus* Lerm. Встречаются археоциаты *Elimophyllum abakanensis* Vologd. и др. и брахиоподы.

В восточной части южного кембрийского поля (рр. Мая, Юдома) отложения ленского яруса представлены малоомощной иппиканской свитой, содержащей фауну, характерную для всех пяти зон. Иппиканская свита сложена темно-серыми, почти черными, битуминозными известняками, горючими сланцами и глинистыми сланцами мощностью 20—40 м с фауной трилобитов *Protolenus dzevanouskii* Lerm., *Pr. grandis* Lerm., *Bergeroniellus asaiticus* Lerm., *Pagetellus lenaicus* Lerm., и др.

Ленский ярус в пределах северного кембрийского поля, так же как и в восточной части южного поля, пока не расчленен на зоны. В восточной части этого района к ленскому ярусу относятся верхняя пачка пестрых глинистых известняков и горючих сланцев еркекетской (эмяксинской) свиты общей мощностью около 30 м. Вдоль северной окраины района и к западу от Анабарского шита горючие сланцы замещаются карбонатными осадками мелкого морского бассейна (верхняя пачка усть-котуйканской свиты, сложенная пестрыми глинистыми известняками, мощностью около 60 м). Пестрые глинистые известняки характеризуются наличием морской фауны и широким распространением на плоскостях наслаения волновой ряби, трещин усыхания и других признаков мелководья. Горючие сланцы, судя по присутствию обильной морской фауны, тонкой горизонтальной слоистости, наличию стяжений пирита относятся к образованиям застойных впадин шельфа. Состав фауны из отложений ленского яруса северной части платформы указывает на наличие здесь руководящих форм почти из всех зон юга платформы. Так например, на нижнюю зону указывают трилобиты, выше встречаются *Binodaspis*, *Jakulus*, *Bergeroniaspis*. Особенно широким распространением пользуются в верхах яруса *Protolenus grandis* Lerm., *Paramenacca siberica* Lerm и другие характерные формы.

Суммируя все данные по ленскому ярусу, можно сказать, что в начале этого века, в пределах Сибирской платформы продолжал существовать эпиконтинентальный морской бассейн. Наиболее глубокие его участки с застойными условиями были расположены на востоке (рр. Мая, Юдома) и северо-востоке (современное междуречье между рр. Анабаром и Леной). Эта впадина в начале века достигала на юге среднего течения р. Лены (бассейн р. Синей). С юга, запада и севера впадина окружалась полосой мелкого открытого эпиконтинентального бассейна, береговая линия которого проходила из пределов северной части Алданского шита к юго-западу платформы. На севере и востоке эти условия сохранялись в течение всего века, тогда как на юге вдоль северного склона Алданского шита и в пределах Иркутского амфитеатра, в результате колебательных движений земной коры, море то наступало, то отступало, в связи с чем изменялись неоднократно и фаунальные условия.

СРЕДНИЙ КЕМБРИЙ

Среднекембрийский отдел по материалам, полученным при изучении кембрийских отложений Сибирской платформы, подразделен на два яруса [14]: нижний — амгинский и верхний — майский, в каждом из которых выделен ряд зон. Амгинский век соответствует началу среднекембрийской эпохи, когда в Западной Европе был перерыв в оадиоконглоляции и затем шло образование осадков нижних зон — *Paradoxides oelandicus*, *Clenocephalus exsulans* и *Paradoxides hicksi*. Фауна амгинского яруса в Сибири, представленная почти исключительно трилобитами, характеризуется обилием местных форм; наиболее распространенными являются *Schistocephalus Lermontova*, *Chondranomocare*

Poletayeva Amgasps N. Tchern., *Pseudanomocartina* N. Tchern., *Kounamkites* Lerm., различные *Dorypygidae*, *Oryctocephalidae* и много других. Наблюдается сходство фауны амгинского яруса с фауной нижних горизонтов среднего кембрия тихоокеанской провинции Северной Америки, выразившееся в присутствии некоторых общих родов и сходстве местных родов с северо-американскими. Большинство форм фауны связано постепенными переходами с нижнекембрийскими. По смене фаунистических комплексов амгинский ярус расчленяется на три зоны (снизу вверх): *Schistocephalus antiquus* — *Oryctocephalops* (низы среднекембрийского отдела), *Schistocephalus enigmaticus* — *Paradoxides oelandicus* (соответствует зонам *Par. oelandicus* и *Clenocephalus exsulans*), *Pseudanomocartina* — *Paradoxides hicksi* (соответствует зоне *Par. hicksi* западно-европейской схемы).

Майский ярус среднего кембрия составляет верхнюю часть среднекембрийского отдела и соответствует зонам *Paradoxides davidis*, *Paradoxides forchhammeri* и *Leopyge laevigata* западно-европейской схемы. Для майского яруса характерны разнообразные агностиды и массовое появление видов, принадлежащих родам сем. *Anomocaridae*, *Solenopleuridae*, *Liostracidae*, *Acrocephalidae* и др. В комплексе фауны многие формы имеют большое сходство с формами, известными в атлантической палеозоогеографической провинции. Майский ярус подразделяется на нижний и верхний подъярус. Нижний подъярус включает зону *Anopolenus*, соответствующую зоне *Paradoxides davidis*. Верхний подъярус делится на две зоны (снизу вверх): *Phalacroma glandiformis*, подразделяющаяся на три подзоны (*Liostracus*, *Anomocarioides*, *Ptychoparia* — *Paracoosta*) и зону *Aldanaspis*.

Амгинский ярус

Отложения амгинского яруса распространены в районах северного склона Алданского шита — бассейн среднего течения р. Алдана, включая рр. Мая и Юдому, Амгу, среднее течение р. Лены, р. Ботома; в западных районах Сибирской платформы амгинский ярус известен только в междуречье Ангары и Лены; в северной части платформы отложения амгинского яруса развиты в бассейне рр. Оленек и Котуя.

На р. Амге, где избран стратотип амгинского яруса, отложения этого возраста выделены в амгинскую свиту, которая сложена светлыми (серыми до белых и желтоватыми) массивными известняками, местами слоистыми известняками, с небольшими участками вторичных доломитов и кристаллами кальцита, заполняющими пустоты после выщелачивания. Мощность амгинской свиты 310 м. В составе этой свиты большую роль играют рифовые образования, состоящие из известковых водорослей. Нижняя граница свиты нерезкая. Она проходит в литологически однородной толще и проводится по появлению среднекембрийских видов трилобитов. В нижней зоне амгинского яруса на р. Амга из трилобитов наиболее обильны *Schistocephalus antiquus* N. Tchern., *Kootenia ontoensis* N. Tchern., *Olenoides calvus* Laz., *Amgasps medius* N. Tchern. Средняя зона содержит *Schistocephalus enigmaticus* Lerm., *Amgasps rudis* N. Tchern., *Chondragraulos granulatus* N. Tchern. и др. В верхней зоне руководящими видами являются: *Pseudanomocartina aotiformis* N. Tchern., *Schistocephalus juvenis* N. Tchern., *Solenopleura recta* N. Tchern. и др. Литологическая характеристика амгинской свиты, наличие рифовых образований и разнообразной фауны трилобитов позволяют сделать вывод о формировании этих отложений в условиях теплого, мелководного морского бассейна. По всей вероятности, водорослевые рифы являлись барьерными рифами, располагавшимися недалеко от берега и образовавшимися при небольших колебаниях морского дна. Массивная текстура, присутствие

прослоев оолитового известняка, беспорядочные неотсортированные скопления панцирей трилобитов указывают на отложение в прибрежной зоне, подверженной волнениям. Полоса рифовых образований протягивается на значительные расстояния. На р. Лене к амгинскому ярусу относится нижняя часть усть-ботомской свиты, состоящая из брекчиевидных, оолитовых массивных и слоистых желтоватых доломитов, мергелей и сланцев, с фауной трилобитов. Нижняя граница амгинского яруса на р. Лене сопровождается перерывом, так как нижний горизонт усть-ботомской свиты залегает трансгрессивно на различных горизонтах нижнего кембрия [12].

К юго-востоку от р. Амги отложения амгинского яруса сменяются в нижней части серыми и зеленовато-серыми плитчатыми глинистыми известняками, пересланцающимися с мергелями, нельгакинской свиты мощностью 240 м с редкой фауной *Peronopsis* ex. gr. *fallax* (Linnrs.) и др. Верхняя часть амгинского яруса на р. Алдане сложена светлыми, почти белыми, чистыми массивными известняками, состоящими из рифообразующих известковых водорослей, нижнего горизонта усть-мильской свиты, мощностью около 600 м (не содержащей фауны). Кроме рифовых образований, в составе усть-мильской свиты принимают участие детритусовые известняки, отложившиеся при размыве водорослевых рифов, оолитовые известняки и вторичные доломиты в виде неправильных участков. Светлые массивные известняки с фауной низов амгинского яруса известны также в Нижнем Приангарье.

Далее к юго-востоку на рр. Мае и Юдоме мощность амгинского яруса резко уменьшается и доходит до 35 м (низы чайской свиты); толща представлена темно-серыми и черными битуминозными сланцами и плитчатыми глинистыми известняками, непосредственно принадлежащими тому же единому циклу осадконакопления, что и отложения ленского яруса. Фауна нижней зоны амгинского яруса имеется на р. Мае и состоит из *Oryctocephalus frisohenfeldti* Lerm. Выше содержится ряд видов трилобитов, указывающих на связь морских бассейнов Восточной Сибири с атлантическим. В средней зоне амгинского яруса на р. Юдоме найдены следующие формы: *Paradoxides oelandicus* Sjogr., *Baitiella cobboldi* Resser, *Ctenocephalus probus* N. Tchern., *Eodiscus borealis* Wgärd. Верхняя зона амгинского яруса характеризуется присутствием *Tomagnostus fissus* (Linnrs.), *Triplagnostus gibbus* (Linnrs.), *Paradoxides hickel* Salt.

Восточные разрезы амгинского яруса, по мощности и до некоторой степени по литологическим особенностям, очень близки к разрезам одновозрастной толщи северных районов Сибирской платформы, где к амгинскому ярусу относится верхняя часть битуминозной свиты мощностью от 0 до 30 м. Битуминозная свита сложена темными известково-глинистыми и гюрючими сланцами и чередующимися с ними темными битуминозными известняками и окремненными известняками, неотличимыми от нижележащих пород ленского яруса и залегающими на них согласно. Среднекембрийский возраст толщи определяется по появлению массовых агностид, относящихся к виду *Peronopsis anabarensis* Lerm. и вместе с ними *Oryctocephalidae* (*Oryctocephalus frisohenfeldti* Lerm., *Oryctocephalus reynoldsiformis* Lerm., *Oryctocara ovata* N. Tchern.), *Ptychopartidae* (*Kounamkites*), *Etrahtha alexandrovi* N. Tchern., *Poulsenia incerta* N. Tchern., *Ptmarganta*, *Pagetia* и т. д. В верхней части битуминозной свиты найдена *Pseudanomocarina* и *Solenopleura recta* N. Tchern., позволяющие параллелизовать ее с верхней зоной амгинского яруса р. Амги. Нижние слои среднекембрийской части битуминозной свиты по фауне имеют несомненное сходство с фауной слоев птармиган Северной Америки. Однако несколько выше по разрезу в фауне замечается влияние атлантической палеозоогеографической провинции (*Triplag-*

nustus ex. gr. *gibbus* (Linnrs.), *Paradoxides* (близкий к *Par. oelandicus* Sjogr.)

Образование битуминозных известково-глинистых сланцев амгинского яруса востока и севера Сибирской платформы связано с условиями осадконакопления в углубленных участках морского бассейна, характеризовавшиеся недостаточной циркуляцией вод и застойностью в их придонных частях.

На западной окраине Анабарского шита к амгинскому ярусу относится нижняя часть киндынской свиты, сложенная доломитами и доломитистыми известняками и содержащая *Pseudanomocarina*. Присутствие в некоторых прослоях этой толщи глинтморфоз по каменной соли и гинса свидетельствует об образовании ее в бассейне лагуны типа с ненормальной соленостью вод.

Таким образом, отложения амгинского яруса в пределах Сибирской платформы представлены тремя типами фаций рифовых известняков, битуминозных известково-глинистых сланцев и доломитов.

Майский ярус

Майский ярус в пределах Сибирской платформы характеризуется сравнительным однообразием фациальных условий на большей части площади своего распространения. Отложения майского яруса расположены в юго-восточных районах платформы (рр. Мая, Алдан, среднее течение р. Лены) и обширной территории ее северной половины. В восточной части северного кембрийского поля и на юго-востоке платформы развита однородная толща, состоящая из известняков, глинистых известняков и мергелей, чередующихся между собой прослоями различной мощности, от тончайших до нескольких метров и даже до 10—20 м. Окраска пород преимущественно зеленовато-серая и серая, иногда с коричневатом оттенком. Мощность отложений колеблется в пределах от 300 до 800 м. В большинстве прослоев содержится разнообразная фауна трилобитов и изредка брахиопод и колпачковидных гастропод. Исключение составляют светлые рифоподобные известняки верхов усть-мильской свиты р. Алдана и доломитовая толща верхней части киндынской свиты р. Котуя на западной окраине Анабарского шита, отличающиеся по литологическим особенностям и почти не охарактеризованные фауной.

Граница майского яруса с подстилающим его амгинским четко прослеживается по смене фаунистических комплексов и во многих случаях по литологическим особенностям. По фаунистической характеристике отчетливо выражено разделение майского яруса на два подъяруса.

На р. Мае, где принят стратотип майского яруса, к нижнему подъярсу относятся, так же как и на р. Юдоме верх чайской свиты мощностью около 350 м. На р. Лене к нижнему подъярсу принадлежит средняя усть-ботомской свиты. Характерными видами для нижнего подъяруса, составляющего зону *Anopolenus*, являются *Anopolenus henrici* Salt., *Paradoxides rugulosus* Corda, *Ptychagnostus punctuosus* (Ang.), *Cotalagnostus lens* (Grönw.), *Linguagnostus grönwalli* Kob., *Contagnostus nathorsti* (Brögg.) и др. Из местных видов распространены *Corynachocheus perforatus* Lerm., *Solenopleura fterouae* Lerm., *S. magna* N. Tchern. В районах северного кембрийского поля фаунистически охарактеризованный нижний подъярус майского яруса представлен на южной и восточной окраинах Анабарского шита частью джелиндской свиты или верхами юнкюлябит-юряхской свиты, сложенными известняками и глинистыми известняками пестрой окраски (красноватой, зеленоватой, серой). Из фауны присутствуют немногочисленные трилобиты *Dorypyge erbenstis* Lerm., *Solenopleura magna* N. Tchern.

Верхний подъярус майского яруса имеет то же распространение, что и нижний. На рр. Мае и Алдане к нему относится усть-майская свита серых и зеленоватых известняков и мергелей мощностью от 250 до 650 м. На

южной и восточной окраинах Анабарского шита верхнему подъярсу принадлежат верхи джелдиндинской свиты или твесс-салинская свита зеленых глинистых известняков мощностью 200 м. По постепенной смене комплексов видов трилобитов он обычно подразделяется на две зоны, а в районах рр. Алдана и Май нижняя из них может быть разделена еще на три подзоны. В других районах четко охарактеризованы зоны, но подзоны не всегда отчетливо ограничиваются одна от другой. Зона *Phalacroma glandiformis* соответствует более или менее точно скандинавской зоне *Paradoxides forchhammeri*, что доказываются присутствием обильных *Anomocaridae* и видовым составом агностид. Для нижней из ее подзон — подзоны *Liostracus* характерен *Liostracus allchinnensis* Legm., а также другие виды рода *Liostracus*, много агностид (*Goniagnostus nichorsti* (Brög.), *Pholidagnostus bituberculatus* (Ang.) и др.). В следующей подзоне *Anomocarioides* в больших количествах присутствуют различные представители *Anomocaridae*, в том числе *Anomocarioides limbataeformis* Legm. и другие виды *Anomocarioides*, *Anomocarina*, *Forchhammeria* и вместе с ними *Prohedina attenuata* Legm., из агностид наблюдаются *Hypagnostus brevifrons* (Ang.), *Phalacroma grandiformis* (Ang.). Выше лежащая подзона *Ptychoparia Paracoosta* содержит *Ptychoparia tchabdensis* N. Tchern., *Paracoosta pulchra* N. Tchern. и ряд видов, распространенных и в более древних отложениях. Многие виды, встречающиеся в перечисленных подзонах зоны *Phalacroma glandiformis* отличаются резко выраженной приуроченностью к определенным фациальным условиям и присутствуют только в некоторых породах. К таким видам относятся *Prohedina attenuata* Legm., изобилующие в темно-серых глинистых известняках (на р. Чабда) и совершенно отсутствующие в однообразных более чистых известняках, почти лишенных глинистых примесей (на р. Алдана). В последних они заменяются видами родов *Anomocarioides* и *Anomocarina*. Также распределяется *Ptychoparia tchabdensis* N. Tchern., встречающийся в глинистых известняках и замененный видом *Paracoosta pulchra* N. Tchern. в чистых известняках другого района.

Верхняя зона майского яруса — зона *Aldanaspis* завершает среднекембрийский разрез. В юго-восточных районах Сибирской платформы зона *Aldanaspis* выделяется по преобладанию в фаунистическом комплексе видов *Aldanaspis punctulatus* Legm. и *A. truncatus* Legm., совместно с которыми встречаются *Paraorlovia sequens* N. Tchern., *Mausaspis quadratus* N. Tchern. и ряд новых форм. В районах северного кембрийского поля к зоне *Aldanaspis* относятся долгохорская (снизу) и усть-силгирская свиты общей мощностью около 300 м, содержащие в качестве руководящих видов *Lejopyge armata* (Lints.), *L. laevigata* (Daln.), *Oidagnostus*, *Aldanaspis* и др. По этому комплексу зона *Aldanaspis* сопоставляется с зоной *Lejopyge laevigata* западно-европейской схемы расчленения кембрия.

Пестроцветные и зеленоцветные слоистые известняки и мергели майского яруса принадлежат к образованиям верхней зоны шельфа. Толща характеризуется невидержанными мощностями отдельных слоев по простиранию, частым лизовидным залеганием, наличием неровных, бугристых поверхностей изслоения, сутуро-стилолитовыми текстурами. Местами присутствуют волноприбойные знаки и трещины усыхания. Все это свидетельствует о мелководности бассейна, подвижности вод и небольших перемещениях береговой линии. В пределах северного кембрийского поля глинистые известняки описанной морской фации постепенно замещаются к западу от р. Анабара массивными и толстослоистыми доломитами, обычно содержащими лизы и округлые включения кремня (верхняя часть индийской свиты). Эти доломиты слагают весь разрез майского яруса вдоль западной окраины Анабарского шита. Они лишены

перечисленных выше текстурных особенностей, свойственных глинистым известнякам, что позволяет высказать предположение об образовании их на сравнительно больших глубинах, чем последние, и отнести их к зоне средней и нижней части шельфа.

ВЕРХНИЙ КЕМБРИЙ

Морские верхнекембрийские отложения распространены главным образом в северной части Сибирской платформы. Они лежат без следов перерыва на породах среднего кембрия и покрываются согласно отложениями ордовика. Фауна, представленная в основном трилобитами, реже граптолитами и другими типами животных, встречается по всему разрезу, но более или менее изучена из его нижней части, где присутствуют формы, позволяющие сопоставлять ее с нижней зоной верхнего кембрия Скандинавии и двумя нижними зонами северо-американского разреза. В литологическом отношении верхнекембрийские отложения севера платформы представлены разнообразными известняками и доломитами, которые разделяются на три свиты. Нижняя свита мощностью около 150 м сложена зелеными глинистыми известняками и доломитами. На юго-восточной окраине северного поля эти породы обогащаются песчаным материалом, появляется косяя слоистость, оолитовые текстуры, многочисленные следы размывов. Возраст этой свиты определяют *Homagnostus paraobesus* Legm., *Creptcephalus orientalis* Röss. et Endo, *Glyptagnostus reticularis* (Ang.), *Genevewella etelka* Lochm., *Binumia glabra* Legm.

Средняя свита по литологическим особенностям близка к нижней. Мощность средней свиты достигает 280 м. Она содержит трилобиты *Homagnostus acutus* Kob., *Drepanura eremita* Wgard, *Acrocephalites*. Третья свита верхнего кембрия характеризуется появлением прослоев конгломератов среди пестрых известняков, а в самых ее верхах появляются залежи гипса. Мощность свиты достигает 150 м. Фауна немногочисленна и представлена новыми видами трилобитов из родов *Taenicephalus*, *Nixonella* и *Ellipsocephaloides*.

В фациальном отношении карбонатные осадки верхнего кембрия северного поля относятся к образованиям морского мелководья. Они характеризуются постоянной примесью песчаного материала, роль которого увеличивается вверх по разрезу, широким распространением брекчневидных текстур, трещин усыхания, а также распространением внутриформационных конгломератов, следов течения грунта и других признаков временного выхода осадка выше уровня моря.

В юго-западных районах Сибирской платформы к отложениям верхнего кембрия относится верхоленская свита, широко распространенная на территории Иркутского амфитеатра и далее на север за его пределы. В южной части амфитеатра верхоленская свита уничтожена доуральной эрозией. Мощность свиты изменяется от 350 до 500 м. Свита сложена главным образом песчаниками и алевролитами, чередующимися с мергелями (часто доломитовыми) и глинами, в отдельных случаях конгломератами. В нижних горизонтах свиты нередко встречаются слои и лизы гипса и ангидрита. С запада на восток наблюдается увеличение роли песчаников и уменьшение мергелей в составе свиты. В отдельных районах намечается местное подразделение ее на литологические горизонты. Для свиты в целом характерна пестроцветная (преимущественно красноватая) окраска пород, тонкая, нередко волнистая, лизовидная и косяя слоистость, наличие знаков ряби, трещин усыхания, катунов глин, иногда следов ползания червей, часто гипломорфоз по каменной соли и пустот от ее выщелачивания и другие признаки мелководья и засоления бассейнов.

Верхний возрастной предел верхоленской свиты четко датируется по ее согласно залеганию (с постепенным переходом) под фаунистически

охарактеризованными отложениями низов нижнего ордовика. Находимые в породах верхоленинской свиты споры характерны для верхней и среднего кембрия. Учитывая характер контакта верхоленинской свиты с нижележащими породами (признаки размыва и местами континентального перерыва) мало вероятно, что она включает отложения не только верхнего, но и среднего кембрия. Если же она полностью относится к верхнему кембрию, то наличие достаточно длительного перерыва в обводном копчении в среднем кембрии вытекает из самого факта залегания ее на различных горизонтах более древних отложений преимущественно на нижнекембрийских породах.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Демонидов К. К. Общие черты геологического строения Ленно-Амурского района. Труды Инст. геол. Арктики. Гостехтехиздат: т. 8, 1956.
- 2 Демонидов К. К. Стратиграфия кембрийских отложений северной части Сибирской платформы. Труды Инст. геол. Арктики: т. 9, "Гостехтехиздат": М. 1956 (в печати).
- 3 Журавлева И. Т. Ареалы восточной Сибирской платформы и их значение для стратиграфии кембрия Сибири. Вопросы геологии Азии. I. АН СССР, 1955.
- 4 Кобальский В. С. К вопросу о возрасте древних талы сибирско-восточной Сибирской платформы. Труды Инст. геол. Арктики: т. 8, Сборник статей и тезисы Арктики, вып. 1. Гостехтехиздат: М. 1956.
- 5 Королько Г. К. О новых находках трилобитов в кембрии Иркутской области. Докл. АН СССР: т. 8, А. 5, 1955.
- 6 Лермонтова Г. В. Нижнекембрийские трилобиты в браконизах Восточной Сибири. Гостехтехиздат: 1955.
- 7 Мяслоб В. П. Существование д. периоды между средним кембрием и верхней частью в Восточной Сибири. Изв. АН СССР сер. геол.: А. 5, 1952.
- 8 Некрасова С. П. Литология нижнего и среднего кембрийских отложений в районе Амурской опорной свиты. Вост. Сибирь. Труды ВСЕГЕИ, но. 1, с. 1-15, 1955.
- 9 Одинов М. М. К истории развития нижнепалеозойской фауны Иркутского амфиатра. Вопросы геологии Азии, посвящен. Е. А. Добочину, М. СССР: 1954.
- 10 Павликовски Е. В. О нижнем палеозое Приамурья. Труды Вост. Сиб. фронтала АН СССР сер. геол. вып.: 1954.
- 11 Писаревич С. П. Новые данные по стратиграфии и литологии нижнекембрийских отложений Иркутской амфиатры. Изв. АН СССР: 1955.
- 12 Покровская В. В. Стратиграфия кембрийских отложений Сиверской области. Вопросы геологии Азии. I. АН СССР, 1954.
- 13 Суворова Н. П. О ленском архе. нижнем кембрии Якутия. Вопросы геологии Азии. I. АН СССР, 1954.
- 14 Чернышев Н. Г. Среднекембрийские трилобиты Восточной Сибири. Гостехтехиздат: 1955.
- 15 Чернышев Н. Г. Стратиграфия кембрийских отложений восточно-северной Сибирской платформы. Матер. ВСЕГЕИ, ноя. сер. 1955, общ. сер. вып.: Матер. по геол. Сиб. платформы, 1955.

А. А. МЯЖВИЛК

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ ОРДОВИКСКИХ И СИЛУРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СЕВЕРНОГО ХАРАУЛАХА

Геологические исследования последних лет, проводимые в пределах Северного Хараулаха Институтом геологии Арктики, внесли много нового в наши представления о геологическом строении этого района и, в частности, о стратиграфии палеозоя. В этой статье мы остановимся на тех значительных изменениях, которые произошли в стратиграфии силура.

Имеющиеся в литературе сведения о силурийских отложениях ограничиваются данными М. Ф. Лобанова [2], который в 1942 г. впервые нашел выход силурийских пород на берегу залива Неелова, у устья р. Арангастах. В 1952 г. автор встретил второй выход пород силура на р. Атырдаах, в 40 км к северо-западу от первого, и условно выделил отложения девона, которые ранее относились к нерасчлененному среднему и верхнему кембрию.

И. Г. Николаев [4] условно относил к силуру «чекуровскую формацию» (у пос. Чекуровка), но в связи с находками в ней Л. И. Санкин и о среднекембрийского трилобита вопрос о возрасте этой формации остается открытым.

ОРДОВИКСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

К ордовикским отложениям автором отнесены породы большой мощности без фауны, преобладающего доломитового состава, залегающие с размывом на разных отделах кембрия и перекрытые пермскими осадками. Эти породы ниже объединяются под названием доломитовой свиты.

Доломитовая свита выходит на поверхность в крыльях антиклиналей и синклиналией в западной части Хараулахских гор. Она прослеживается по восточному и западному склонам хребта Туора-сис, в западной и восточной части о. Тасс-ары, на правом берегу р. Лены у устья р. Бэдэр, против о. Тинт-ары, и тянется по левому берегу Лены от р. Булкур до пос. Кумах-Сурт. Изолированный выход пород этой свиты имеется у правого притока р. Кенгдэй — р. Матвей-Адырхайа. Длина обнаженной части доломитов 8 км, ширина 1,5 км.

Доломитовая свита ложится трансгрессивно на разные отделы и горизонты кембрия. На восточном склоне хребта Туора-сис она залегает на нижнем кембрии, охарактеризованном фауной. В северной части контакта, прослеженного на 15 км (обн. 6489), свита ложится на мергели. В 8 км от северного конца контакта она подстилается уже более древним слоем цветных кремней мощностью 45 м (обн. 6621), а через 1,5 км (обн. 6607) — глауконитовыми известняками с нижнекембрийской фауной *Dipharus* sp. п. мощностью 60 м. Далее на юг (2,5 км) доломитовая свита залегает на еще более древних породах нижнего кембрия, на свите «В». Контакт их прослежен на протяжении 5,5 км.

В вершине р. Юэтээх (хребет Туора-сис) доломитовая свита лежит на фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего кембрия (оби. 5732) с фауной *Pseudoagnostus rotundatus* Legm., *Camaraspis* ex. gr. *plana* Fred., *Kingstonia* sp., *Acidaspida* (?) sp. ind., *Pseudo-saratogia* sp., *Homagnostus obesus* (Velt.), *Parotvingella uinella texana* Welt., *Billingsella* sp и др. Отсюда доломитовая свита проследивается непрерывно по восточному крылу антиклиналя до ее периклинального окончания у р. Булкур (левый берег р. Лены) и по западному крылу этой антиклиналя.

Под отложениями, аналогичными доломитовой свите, на левом берегу Лены, по данным И. Г. Николаева [4] и Д. С. Гантмана, лежат породы с фауной среднего кембрия.

Приведенный выше фактический материал позволяет выделить доломитовую свиту из состава кембрия, куда она относилась ранее, и считать ее условно ордовикской.

Разрез доломитовой свиты начинается песчаниками, кварцитами и конгломератами, выше сменяющимися доломитами светло-серого и серого цвета, местами с включением рассеянного довольно крупного песчаного материала. Конгломераты наблюдались в двух пунктах: на правом берегу р. Лены, против пос. Тинт-ары, и на левом берегу р. Лены, в 11 км выше устья р. Булкур. Против пос. Тинт-ары конгломераты обнажены в русле маленькой речки в виде крупных глыб (1—2 м), состоящих из однородной кварцевой гальки размером около 0,4 см и нередко достигающим 1 см. В качестве небольшой примеси присутствуют окатанные мелкие зерна рудного минерала и циркона. Цементом служит кварц, окрашенный оксидами железа в бурый цвет, и кальцит, присутствующий в количестве не более 10—15%. О конгломератах с левого берега р. Лены, по данным М. М. Малаидина и др., известно, что они залегают в виде пласта линзовидной формы мощностью 0,6 м.

В ряде мест конгломераты замещаются кварцевыми крупно- и среднезернистыми песчаниками, иногда содержащими глаукоцит. По восточному склону хребта Туора-сис песчаники прослежены на протяжении более 4,5 км. В них хорошо выражена косяя слоистость. Мощность слоя достигает 25 м. На левом берегу Лены их мощность — 6 м.

Против пос. Тинт-ары песчаники и кварциты имеют большое распространение. Благодаря сильным тектоническим движениям в доломитах отчетливо проявляется текстура буддинажа.

Здесь кварциты, неравномерно расположенные в доломитах, имеют форму валунов (17 × 10 см, 30 × 20 см) и крупных линз, коротких и сильно вытянутых согласно со сланцеватостью доломитов. Часто можно встретить обломки и глыбы кварцитов и мелкогалечных конгломератов в мелкодробленом доломите. В крупных глыбах кварцитов хорошо заметна косяя слоистость с наклоном слоев до 20°.

В песчаниках и кварцитах присутствуют кварц (60—75%), полевые шпаты (2—4%), глаукоцит и хлорит составляют 20—30%. Цементом служат окислы железа, кальцит и кварц. Последний особенно развит против пос. Тинт-ары. Сортировка обломочных зерен кварца очень плохая (0,04—1,5 мм).

Основная часть свиты представлена довольно однородными мелко- и среднезернистыми доломитами белого и светло-серого цвета, местами с зеленоватым оттенком. В доломитах кое-где содержится песчаный материал, а в верхней части — кремний и пирит.

На правом берегу р. Лены, в 5,5 км выше южного конца о. Таасары, наблюдается следующий разрез части доломитовой свиты (снизу вверх):

1. Уреза воды обнажены доломиты белого цвета, массивные 6 м.
2. Доломиты тонкослоистые с четырьмя прослоями темно-серых (битуминозных?) доломитов 5 м.

3. Доломиты белые слоистые 78 м.
4. Доломиты светло-серые, массивные с неравномерным включением песчаного материала размером от 0,2 до 3 мм; сверху встречаются тонкие и короткие прослои халцедона светло-серого цвета 183 м.
5. Доломиты белые с частыми пустотами и мелкими включениями халцедона 130 м.

Доломиты трансгрессивно перекрыты нижнепермскими отложениями. Химические анализы пород из разных участков свиты подтверждают их доломитовый состав. Некоторые из анализов приведены в табл. 1.

Таблица 1
Химический состав пород доломитовой свиты

№ обр.	Нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	CaO	MgO	Примечание
6346,790	17,2	1,09	24,96	17,07	Хребет Туора-сис
6346,795	3,14	0,65	29,19	20,14	
6322,778	7,0	1,12	27,57	19,09	
6485,907	1,1	0,11	29,65	20,60	
3954,456	2,44	0,29	30,07	20,60	Устье р. Бэдэр
3954,459	5,84	1,05	28,80	19,15	
3954,460	2,80	0,17	29,29	20,65	
3955,461	6,00	0,06	27,70	19,20	

Аналогичные породы, относимые к доломитовой свите, встречены по левому берегу р. Лены, особенно на р. Булкур, М. М. Малаидиным и П. И. Глушиным, Д. С. Гантманом и И. Г. Николаевым, Е. И. Сороковой и Г. А. Брейслером.

Фауна в виде мелких брахиопод плохой сохранности встречена лишь А. И. Гусевым [1] на правом берегу р. Лены против о. Тинт-ары в доломитизированных известняках. По мнению Е. В. Лермонтовой, эти остатки фауны имеют ордовикский облик. Другую фауну в доломитах обнаружить не удалось.

Мощность доломитовой свиты определена автором на восточном склоне хребта Туора-сис, где она равна 800 м. И. Г. Николаев [4] для подобных отложений на берегу Лены определил мощность 750 м. В некоторых обнажениях она снижается до 100—200 м.

Сходные отложения доломитов можно найти на рр. Оленек, Анабаре, а также в бассейнах рр. Колымы и Индигирки.

К. К. Демокидов и В. А. Первунинский, изучавшие кембрийские отложения на р. Оленек, выделили лапарскую свиту мощностью 400 м, сложенную доломитами. Эта свита залегает на среднем кембрии и перекрывается пермскими отложениями. К. К. Демокидов сделал вывод, что отложения на р. Булкур «литологически весьма сходные с аналогичными породами... лапарской свиты».

Далее на запад, в бассейне р. Анабара Г. Э. Фришфельд [7], а после него Л. П. Смирнов и др., выделяли немую толщу доломитов мощностью около 700—800 м, залегающую так же, как и лапарская свита, между средним кембрием и пермью.

На р. Колыме, по данным Д. В. Навлякина [3], под отложениями силура с обильной фауной залегают очень мощные серые немые известняки, которые, возможно, являются аналогами доломитовой свиты.

Возраст доломитовой свиты, по-видимому, ордовикский, так как ее подстилают наиболее молодые верхнекембрийские отложения, а отложения фаунистически охарактеризованного силура известны в 40 км восточнее выходов доломитовой свиты.

СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Два выхода пород силура, расположенные на правом берегу Быковской протоки и залива Неелова, обособлены друг от друга и от обнаженный доломитовой свиты на 35—40 км.

Силурийские отложения на р. Атырдаах (Артыдыях) выходят на поверхность в 3,5 км от ее устья, на дне широкой трогообразной котловины, вытянутой в северо-западном направлении. В этом же направлении вытянуты элювиальные россыпи силурийских пород, которые начинаются у южного конца большого озера Тыылаах и кончаются на 1 км южнее р. Атырдаах, прослеживаясь на 5,5 км. Ширина полосы россыпи колеблется от 0,5 до 2 км. Указанные породы перекрываются отложениями верхнего палеозоя с конгломератами в основании.

Разрез силурийских отложений на р. Атырдаах установить не удалось из-за плохой обнаженности; поэтому здесь будет дана лишь общая характеристика пород названного возраста.

На всей указанной площади отложения силура представлены элювием доломитов серого цвета. Анализ одного образца показал содержание не растворимого остатка 2,1%, R₂O₃ = 0,36%, CaO = 29,8%, MgO = 19,7% (обр. № 5271/48). Редко присутствуют конкреции черных кремней диаметром до 6—8 см. В результате эпигенетических процессов в доломитов образвались тонкие кварцевые жилки и мелкие пустоты с друзами кварца. Среди доломитов иногда встречаются остатки кораллов.

Фауна кораллов встречена в двух обнажениях (5271 и 5272), из которых М. С. Жижина определила *Palaeohalysites* aff. *gothlandicus* (Labe) По ее мнению, содержащую фауну отложения следует отнести к низам силура. Вид *P. gothlandicus* (Labe) характерен для ландоверского венлока. Мощность отложений по приближенным подсчетам — не менее 200 м.

Второй выход пород силура на берегу залива Неелова, у впадения р. Арангастаах, занимает площадь 0,5 × 0,6 км. Элювий этих пород выходит на поверхность на слегка приподнятой прибрежной равнине шириной 1,5 км, покрытой четвертичными отложениями. С запада равнину ограничивает гора Ладаннаах-тааса (высота 254 м), сложенная породами верхнего палеозоя. Контакт между последними и породами силура закрыт рыхлыми образованиями.

М. Ф. Лобанов в [2] приводит следующий разрез отложений силура (снизу вверх):¹

1. Конгломерат грубослойный, с мелкой (до 2 см) галькой известняков, песчаников и реже диабазов . . . 2,5 м.
2. Известняк серого цвета брекчиевидного облика . . . 8,0 м.
3. Известняк светло-серый, мелкозернистый с отчетливой слоистостью, содержащий обильную фауну кораллов . . . 4,5 м.
4. Известняк черного цвета, с запахом сероводорода при раскалывании, толстослойный, среднезернистый . . . 30 м.

Из третьего слоя Е. Д. Сошкина определила *Favosites asper* d'Orb. По ее мнению, эти кораллы характерны для венлокского яруса. Общая мощность по разрезу — 45 м.

В разрезе М. Ф. Лобанова указана только часть отложений. Ниже конгломератов и выше четвертого слоя позднее (в 1951 г.) автором установлены отложения, не упомянутые в разрезе. Разведка известняков, проведенная в 1952 г. «Гипроарктикпроектом», и наблюдения автора позволяют дать более полный разрез отложений силура у г. Арангастаах (снизу вверх):

1. Известковистые доломиты и доломиты серого цвета, мелкокристаллические, массивного облика, крепкие, аналогичные доломитам р. Атырдаах, ландоверского яруса . . . 400 м.

¹ Разрез приводится в сокращенном виде.

2. Конгломерат с хорошо окатанной мелкой галькой известняков и доломитов размером до 8 мм. Цементом служит известняк с редкими мелкими зернами кварца . . . 2,5 м.

3. Известняки темно-серые, черные, доломитизированные, мелкокристаллические с прослоем светло-серого известняка. В кровле и в середине пачки наблюдается брекчиевидная текстура. В черном известняке встречаются перекристаллизованные раковины брахиопод, а в светло-сером — кораллы: *Favosites asper* d'Orb и *Favosites* (?) sp (венлок) . . . 100 м.

4. Криноидный известняк, светло-серый, местами окремененный с многочисленными остатками *Crotalocrinidae* (*Syndetocrinus*) Лудловского века . . . 50 м.

Общая мощность пород силура на р. Атырдаах равна 550 м.

Фауна из пород силура р. Арангастаах характерна для венлока и лудлоу, а из пород р. Атырдаах — для ландовери.

Из сборов М. Ф. Лобанова Е. Д. Сошкина определила *Favosites asper* d'Orb-*Palaeofavosites alveolaris* (Goldf) — венлокского возраста. Из коллекции А. А. Межвилка [7, 8] Н. Н. Яковлев определил криноиды из семейства *Crotalocrinidae* (*syndetocrinus*).

Таблица 2

Схема расчленения силурийских отложений Северного Хараулаха

Система	Отдел	Ярус, свита	Мощность (м)	Состав отложения	Фауна
	1	2	3	4	5
Силурийский	Верхний	Лудлоу	около 50	Криноидный известняк светло-серый.	<i>Crotalocrinidae</i> (<i>syndetocrinus</i>)
		Венлок	около 100	Известняки темно-серые, черные, доломитизированные, с прослоями светло-серого известняка. Брекчиевидная структура вверху и в середине. В основании известняковый конгломерат мощностью 2,5 м.	<i>Palaeofavosites alveolaris</i> (Goldf), <i>Favosites</i> (?) sp.
Силурийский?	Доломитовая свита	Ландовери	400	Известковистые доломиты и доломиты серого цвета, мелкокристаллические, массивные.	<i>Palaeohalysites</i> aff. <i>gothlandicus</i> (Labe)
			750—800 10—25	Доломиты светло-серые, белые, внизу с прослоями глинистых известняков. В середине доломиты содержат песчаный материал. Конгломераты, кварцевые песчаники, кварциты.	Плохие остатки брахиоподорловинского облика

характерные для лудловского яруса. М. С. Жижина определила: *Favostites* (?) sp., *Palaeofavosites* sp., *Palaeohalysites* aff. *gothlandicus* (Labe). Последняя форма является руководящей для ландоверии — низов венлока.

Фаунистические остатки, содержащиеся в двух изолированных обнажениях пород силура, позволяют составить следующий сводный стратиграфический разрез (табл. 2).

Сравнение разрезов силура Северного Хараулаха с соответствующими разрезами Южного Верхояния в бассейне р. Тампо и верховьях р. Колымы приводит к выводу, что условия образования этого возраста в указанных районах были сходными.

Таким образом в пределах Северного Хараулаха имеются отложения предположительно ордовика, представленные доломитами мощностью до 800 м, залегающие на разных отделах кембрия, а также силурийские отложения, сложенные карбонатными породами мощностью 550 м нижнего отдела этой системы (ландоверского, венлоцкого ярусов) и первого отдела (лудловского яруса).

ЛИТЕРАТУРА

1. Гусев Ал-др И, Флейшман С. С. Геология и полезные ископаемые северной оконечности Хараулахского хребта. Труды Аркт. инст., т. 99, Л., 1938.
2. Лобанов М. Ф. Геология и полезность Приморского края Хараулахских гор. Труды Инст. геол. Арктики, т. XXII, изд. Главсевморпути, 1951.
3. Наливкин Д. В. Среднепалеозойские фауны верховьев рек Колымы и Хандыги. Материалы по изучению Охотско-Колымского края, сер. 1, вып. 4, 1936.
4. Николаев И. Г. Материалы по геологии и полезным ископаемым Хараулахских гор Якутской АССР. Труды Аркт. инст., т. 99, Л., 1938.
5. Обручев С. В. Силур и девон средней части Верхоянской складчатой области. Геология СССР, т. 18, М — Л., 1947.
6. Спичарский Т. Н. Геологический очерк Лено-Индигирского района Труды Аркт. инст., т. 87, ч. 1, Л., 1934.
7. Фришфельд Г. Э. Новые данные по геологии Анабарского и Хатангского районов. Сборник «Академику В. А. Обручеву», т. 1, 1938.

А. А. МЕЖВИЛК

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ СЕВЕРНОГО ХАРАУЛАХА

Третичные отложения Северного Хараулаха привлекают к себе внимание наличием в них таких полезных ископаемых, как бурые угли и высококачественные белые глины, на происхождение которых и условия их залегания нет твердо установившегося взгляда. В настоящей статье изложены новые данные, касающиеся вопросов стратиграфии, тектоники и происхождения угленосных отложений, полученные автором в результате исследований в районе Северного Хараулаха.

В пределах севера Сибири третичные угленосные отложения впервые были обнаружены Э. В. Толлем (1899 г.) на Новосибирских островах, в коренных обнажениях [14]. Позднее (1909 г.) они были встречены К. А. Волтосовичем [3] также в коренном залегании на озере Тас-Тас, севернее хребта Полоусного.

В пределах Хараулахских гор, на берегу Быковской протоки, они установлены А. Н. Нееловым [10]. На р. Сого выходы третичных пород были обследованы в 1920 г. Ф. А. Матисеном. По его мнению, они имеют коренное залегание [5]. В 1922 г. С. Г. Пархоменко [12], посетив обнажение третичных пород на р. Сого, пришел к выводу об их перетолженном залегании и отнес их к флювиогляциальным образованиям. В. Н. Кузнецов и П. Т. Сафронов [6], обследовав угли р. Сого, отрицали их коренное залегание. Наличие коренных месторождений они предполагали в водораздельных частях Хараулахского хребта. На берегу залива Буор-Хайа, у устья р. Кизнг (на 6 км севернее р. Бит-Юрях), В. М. Лазуркин [8] обнаружил весьма ограниченный выход третичных пород. Кроме того, он указал на присутствие третичных отложений на р. Кунга (левый приток р. Хопто). Е. Н. Фрейберг [13], проведя горные работы на р. Сого, сделал заключение о вторичном залегании бурых углей. Ал-др И. Гусев и С. С. Флейшман [4] собрали некоторые дополнительные сведения об уже известных естественных обнажениях на Быковской протоке и на р. Сого. На Кенгей, у устья р. Кинзэс (Кюнясь) они нашли песчаники с стпечатками флоры не в коренном залегании. Образование углей в этом районе Ал-др И. Гусев приурочивает к речным долинам третичного периода.

Наиболее полные сведения о третичных отложениях Быковской протоки и р. Сого, основанные на разведочных данных, получены М. Ф. Лобановым [9], В. Н. Кузнецовым и В. М. Журкиным. Эти исследователи доказали, что третичные отложения имеют коренное залегание и содержат пласты бурого угля промышленной мощности. Все третичные отложения они относили к континентальным образованиям и приурочивали их к «речным и морским террасам». А. А. Межвилк на протяжении трех лет, попутно с площадной геологической съемкой, изучал третичные отложения р. Кенгей. В 1952—1953 гг. Д. В. Кожевин от Гипроаэропроекта провел изыскательские работы глин в южной части Согинского месторождения.

Степень изученности известных до сего времени выходов третичных пород на Северном Хараулахе неодинакова и далеко недостаточна. Поэтому дать полное их описание и составить сводную стратиграфическую колонку не представляется возможным.

Почти для всех третичных отложений характерно наличие пластов бурого угля, пластичной глины белого цвета или глинистых сланцев серой окраски с виванитом, сидеритовых конкреций, песчаников с отпечатками флоры, характеризующей возраст от датского яруса до эоцена¹.

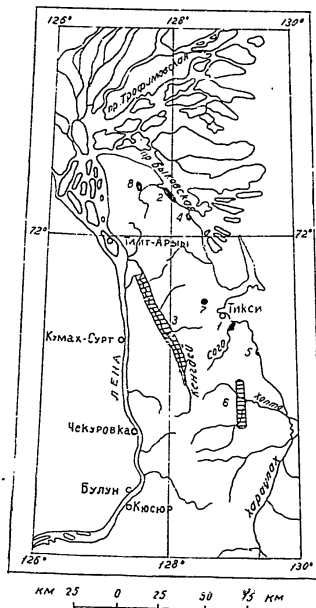


Рис. 1. Расположение участков с выходами третичных отложений.

В пределах Северного Хараулаха имеются восемь участков (рис. 1) с выходами третичных отложений:

- 1) на р. Сого (Согинское месторождение);
- 2) на Быковской протоке у залива Булункаан (Быковское месторождение);
- 3) на р. Кенгей (Кенгейское месторождение);
- 4) на Быковской протоке у речки Лебединой;
- 5) на берегу губы Буур-Хайа, у р. Кизэнг;
- 6) на р. Кунга (приток р. Хопто);
- 7) на р. Хорогор (р. Снежная);
- 8) на р. Булункаан.

Ниже кратко остановимся на стратиграфии нижнетретичных отложений по отдельным участкам.

1. На р. Сого третичные отложения занимают площадь 4×1 км и расположены на 1,5—5,0 км выше устья. Они залегают на верхнепалеозойских отложениях (тинкинская и атырдахская свиты) и образуют пологую брахисинклиналию складку северо-восточного простирания. В южной части месторождения верхние горизонты сильно перемятые и несут следы надвигания в северо-восточном направлении. Нижние горизонты лежат более спокойно.

Общая брахисинклиналиная структура, возможно, обязана опусканию участка по серии сбросов меридионального простирания. М. Ф. Лобанов [9] описал надвиг, в результате которого верхнепалеозойские породы залегают на третичных.

Третичные отложения на Согинском месторождении представлены светлоокрашенными глинами, серыми глинистыми сланцами, сильно разрушенными конгломератами и двумя пластами бурого угля. Верхний пласт имеет мощность 19 м.

Автором настоящей статьи по материалам В. М. Журкина составлен сводный стратиграфический разрез третичных отложений. На сильно разрушенных породах атырдахской свиты верхнего палеозоя в скважине № 2 залегают (снизу вверх):

1. Глины светло-серые с голубоватым оттенком, сланцеватые 2,5 м.
2. Глинистые сланцы светло-зеленые, слабо сцементированные, с включением мелких кристаллов пирита 8 м.
3. Глины сланцеватые светло-серые с голубоватым оттенком, с редкими отпечатками флоры; в 2 м над почвой залегают слои конгломерата мощностью 0,5 м, состоящий из сильно разрушенных галек осадочных пород. Реже встречаются гальки кварца; цемент глинистый зеленовато-серый 11 м.
4. Глины белые с голубоватым оттенком, жирные, в кровле (в контакте с углем) приобретают бурый цвет 11 м.

Следующая пачка пород, кроме скважины № 2, вскрыта в скважинах № 1 и 4

5. Бурые угли, переслаивающиеся с белыми глинами (нижний угленосный горизонт). Горизонт состоит из 9 слоев угля в скважине № 1, из 12 — в скважине № 4 и из 5 — в скважине № 2. Слои угля разделены слоями пластичной белой глины мощностью до 3 м. Максимальная мощность отдельного слоя угля достигает 2,8 м (скважина № 1). Мощность нижнего угленосного горизонта от 3 до 9 м. В скважинах № 1 и 4 пласт угля подстилается белой глиной мощностью 4 и 7,5 м, которая, в свою очередь, подстилается конгломератами мощностью более 7 м с сильно разрушенной галькой.

6. Глины и конгломераты. Глины белые с голубоватым оттенком, вязкие, с редкими отпечатками растений и тонкими прослоями глинистых тонкозернистых песчаников белого цвета. Конгломераты состоят из сильно разрушенных галек осадочных пород и распадаются при разрыве в средней части пачки. Мощность их составляет от 0,3 (скважина № 1) до 17 м (скважина № 3).

Мощность пачки 30 м

7. Бурый уголь (верхний угленосный горизонт), представляет собой однородный пласт с редкими и тонкими прослоями глины в нижней части 10 м.

8. Глинистые сланцы темно-серые, слабо сцементированные. По слоистости наклонения наблюдаются обильные включения глинистых отпечатков листьев и примазки сажи; в нижней части галек отсутствуют виванит, но содержится большое количество мелкораздробленных обуглевших растительных остатков. Мощность сланца не менее 50 м.

Общая мощность отложений по разрезу 134—141 м.

По данным Д. В. Кожеева в глинах Снежной месторождения присутствуют кварц, полевые шпаты, глинистые агрегаты и гидротермальные минералы.

Кальцит обнаружен в единичных пробах, максимальное его количество — до 6%.

¹ В дальнейшем, учитывая переходный характер флоры и ее большее тяготение к нижнетретичным флорам, мы считаем возможным заключать ее отложения называть нижнетретичными. Однако подобные отложения Новосибирских островов и озера Тас-тах на геологической карте СССР (1951 г.) отнесены к верхнему мелу. Г. Н. Байковская флору с о. Новая Сибирь относит к датскому ярусу, но при этом указывает, что возраст ее не может считаться окончательно установленным [1, стр. 145].

Таблица 1
Состав глин Согинского месторождения
(в процентах)

	Гранулометрические фракции (мм)			
	больше 0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	меньше 0,01
Кварц	9	21	30	27
Полевые шпаты	—	3	7	8
Глинистые агрегаты	91	76	—	—
Гидроксиды	—	—	55	65

Возраст описанных отложений определяется характером и составом заключенных в них отпечатков растений. Из глинистых сланцев с виванитом (верхняя часть разреза р. Сого) И. В. Палибин на основании изучения отпечатков определил следующий состав флоры по сборам В. Н. Кузнецова и М. Ф. Лобанова: *Ulmus borealis* Heer, *Populus richardsonii* Heer, *Betula prisca* Ett., *Carpinus grandis* Heer, *Corylus kenatana* Hollick (*macquartii* Forbes) Heer, *Juglans juglandiformis* (Sternb.) Giebel, *Glyptostrobus europaeus* (Brougn.) Unger, *Zeikoua ungeri* Kov., *Equisetum arcticum* Heer, *Arundo pseudogoeppertii* Berry, *Taxodium dibitum* (Sternb.) Heer.

По мнению И. В. Палибина [11], указанная флора близка к нижнеэоценовой флоре озера Тас-Тас. Он считает, что флора, подобная согинской, характерна для эоценовых отложений Дальнего Востока и аналогична третичной флоре из бурогоугольного месторождения Кеная (западная Аляска).

2. На правом берегу Быковской протоки, ниже залива Булункаан, третичные отложения выходят на поверхность в двух местах: между рр. Тыылаах и Туойдаах и в 2 км ниже устья р. Тыылаах (4 и 9 км ниже залива Булункаан). Третичные отложения Быковской протоки, по данным М. Ф. Лобанова [9], сильно дислоцированы и собраны в изоклинальные складки. По составу они близки к согинским, но мощность угольных пластов не превышает 1,7 м; количество же пластов достигает 14.

Третичные отложения на берегу Быковской протоки имеют падение на запад под углом 35—45°, тогда как средне- и верхнедевонские породы горы Мэсы-Туойдаах (333 м), находящейся в 2 км от Быковской протоки, падают в северо-восточном направлении (азимут 40°) под углом 35—55°. Тектонического контакта между ними наблюдать не удалось из-за большой мощности четвертичных отложений у подножья горы. Наличие тектонического контакта между третичными и девонскими отложениями типа сброса вполне возможно. В пользу такого предположения говорит следующее: 1) граница между ними прямая, выраженная в рельефе; 2) девонские отложения на 300 м приподняты над третичными; 3) падения девонских и третичных отложений противоположные.

М. Ф. Лобанов предполагает, что третичные отложения Быковской протоки «сложены в две антиклинальные, опрокинутые на юго-восток складки», но убедительных доказательств для подобного предположения не приводит.

Несмотря на проведенные разведочные работы, стратиграфия третичных отложений во многом еще неясна. Последовательность отложений, которую указывает М. Ф. Лобанов, в других месторождениях не наблюдается. Возможно, что отличие рассматриваемого разреза обусловлено предполагаемой М. Ф. Лобановым изоклиальной складчатостью. Вся толща, по его данным, представлена частым чередованием глинистых сланцев, углей, углисто-глинистых сланцев, песчано-глинистых

сланцев и песчаников. Глинистые сланцы по окраске делятся на темно-серые, серые и светло-серые.

Описание разрезов. Ниже приводится краткое описание двух разрезов третичных отложений по данным М. Ф. Лобанова. Нижние горизонты этих отложений вскрыты горными выработками в 2,5 км выше устья р. Тыылаах, которые позволили установить следующую последовательность отложений (снизу вверх):

1. Песчаники мелкозернистые, с линзочками углстого материала 35 м.
 2. Глинистые сланцы темно-серые, грубосланцевые, с остатками флоры 2,0 м.
 3. Углисто-глинистые сланцы темно-бурого цвета 0,15 м.
 4. Уголь бурый, плотный, полублестящий в изломе, в большом количестве содержащий простышки и линзочки полублестящего угля с раковистым изломом (пласт I) 1,7 м.
 5. Углисто-глинистые сланцы 0,15 м.
 6. Глинистые сланцы, темно-серые 3,2 м.
 7. Песчаники буровато-серые, толстослойные, среднезернистые, слабо сцементированные 3 м.
 8. Глинистые сланцы темно-серые 1,3 м.
 9. Уголь бурый, матовый, чередующийся с очень тонкими (2—3 мм) полосками полублестящего угля и содержащий включения прозрачной смолы, напоминающей янтарь, размером до 1 см в поперечнике 0,25 м.
 10. Песчано-глинистые сланцы светло-серого цвета 3,3 м.
 11. Глинистые сланцы светло-серые 1,3 м.
 12. Углисто-глинистый сланец, темно-бурый 0,15 м.
 13. Уголь бурый, матовый с линзочками и полосками (до 5 см толщины) полублестящего угля с раковистым изломом и большим количеством неравномерно рассеянных включений янтарной смолы размером до 2 см (пласт II) 1,2 м.
 14. Углисто-глинистый сланец, темно-бурый 0,15 м.
 15. Глинистые сланцы серого цвета 3,3 м.
 16. Песчано-глинистые сланцы 1,6 м.
- Мощность отложений по разрезу 57,75 м.

Более высокие горизонты этих отложений, по мнению М. Ф. Лобанова, расположены в 0,7 км от вышеприведенного разреза. Последовательность отложений здесь следующая (снизу вверх)

1. Глинистые сланцы темно-серые 10 м.
2. Глинистые сланцы серого цвета, мягкие, с прослоем (0,35 м) бурого угля, содержащим мелкие включения янтарной смолы 4 м.
3. Песчаники светло-серые с голубоватым оттенком, тонкозернистые, с линзочками бурого угля 15 м.
4. Глинистые сланцы светло-серого цвета с прослоем (0,3 м) бурого угля 10 м.
5. Уголь бурый, матовый 0,35 м.
6. Глинистые сланцы светло-серые 1,8 м.
7. Углисто-глинистые сланцы, мягкие 0,15 м.
8. Уголь бурый, матовый, с линзочками полублестящего угля типа витрена 0,75 м.
9. Глинистые сланцы серые 0,6 м.
10. Глинистые сланцы светло-серые 0,5 м.
11. Углисто-глинистые сланцы бурого цвета 0,1 м.
12. Бурый уголь, полосчатый 0,5 м.
13. Углисто-глинистый сланец 0,15 м.

14 Песчаники светло-серые, с голубоватым оттенком, тонкозернистые	22,0 м.
15. Глинистые сланцы мягкие, грубосланцеватые, светло-серого цвета, с тремя прослоями бурого угля (0,1, 0,5 и 0,1 м) и отпечатками флоры	8,5 м.
16. Глинистые сланцы серые, с прослоями бурого угля (0,2 м) и песчано-глинистого сланца (0,3 м)	13 м.
Мощность отложений по второму разрезу	87,4 м.
Общая мощность отложений по двум разрезам составляет	145 м.

Выше по разрезу, по данным М. Ф. Лобанова, залегают песчано-глинистые и глинистые сланцы серые и светло-серые с шестью слоями бурого угля, мощностью от 0,1 до 0,6 м. На отдельных участках разрез заканчивается желтыми (охристыми) рыхлыми и комковатыми, а также серыми липкими глинами.

Отпечатки ископаемой флоры обнаружены М. Ф. Лобановым в кровле I пласта угля (шурф № 4). По определению Т. Н. Байковской, флора представлена *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Alnus* sp., *Trochodendroides richardsoni* (Heer) Krysh, *Trochodendroides smilacifolius* (Newb.) Krysh, *Arundo pseudogoeppertii* Berry, *Quercus platana* Heer, *Betula macrophylla* Heer, *Protophyllum* sp. cf. *P. multinerue* Lesq.

М. Ф. Лобанов из глинистых сланцев (слой № 2), вскрытых шурфом № 4, приводит следующий состав флоры: *Betula macrophylla* (Heer), *Sequoia langsdorffii* (Brougn.) Heer, *Taxites olrikii* Heer, *Trochodendroides arcticus* Heer (Berry), *Mentspermites septentrionalis* Hollick, *Vitis islandica* Heer (определение Т. Н. Байковской).

К слою № 15 второго разреза М. Ф. Лобанов относит флору, вскрытую шурфом № 5. Т. Н. Байковская отсюда определила: *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Sequoia langsdorffii* (Sternb.) Heer, *Betula macrophylla* Heer, *Trochodendroides* sp. В подобных глинистых сланцах, обнажающихся в эрозионном уступе Быковской протоки (на участке разведки), М. Ф. Лобанов нашел следующие формы (определение И. В. Палибина): *Glyptostrobus europaeus* (Brougn.) Unger, *Sequoia langsdorffii* Heer, *Taxodium dubium* (Sternb.) Heer, *Equisetum arcticum* Heer.

Т. Н. Байковская относит определенную ею флору к Быковской протоки к самым низам третичного периода или даже к верхнемеловой эпохе.

Мощность третичных отложений Быковской протоки, по мнению М. Ф. Лобанова, составляет 400 м.

Третичные отложения Быковского месторождения М. Ф. Лобанов относит к нижней угленосной свите, а Согинского — к верхней угленосной свите. Такое разделение сделано на основании литологического различия пород, характера угленосности и, до некоторой степени, облик встречающихся растительных остатков. Выделенные свиты континентальных отложений находятся на расстоянии 80 км одна от другой. Мы считаем эти образования синхронными, поскольку на таком расстоянии вполне возможно изменение литологии континентальных отложений даже одного возраста. Что касается отмеченной выше разновозрастности флор, то она не может служить критерием для решения вопроса о возрасте всего разреза и для выделения двух разновозрастных свит. Следует учесть, что нижнезоеновая флора найдена в самом веру согинского разреза, а на Быковской протоке палеозоеновая флора (или даже датского яруса) — в более низких горизонтах. Единичные образцы с отпечатками растений, по нашему мнению, определяют возраст только той части разреза, из которой они взяты.

3. В пределах бассейна р. Кенгдэй третичные отложения имеют ши-

роко распространение. Они прослежены автором на 56 км вдоль реки Ширна полосы распространения этих отложений составляет не менее 9—10 км, но непосредственными наблюдениями установлено только на расстоянии 6 км, остальная часть прикрыта четвертичными образованиями.

Третичные отложения ограничены тектоническими нарушениями типа сбросов, которые прослеживаются по подножью хребта Туора-сис и по всем правым притокам р. Кенгдэй. Это дает основание предполагать наличие грабена на площади, занятой угленосными образованиями. По лоса третичных отложений, совпадающая с дном грабена, сечет под разными углами кембрийские, силурийские, пермские и триасовые отложения.

Третичные отложения выходят на поверхность в эрозионных уступах и в русле р. Кенгдэй и ее правых притоков. Наибольшее количество коренных обнажений наблюдается по речкам Юесэнги-Келюйэлэх, Согуру-Бурустаах, Ортоку-Бурустаах и по правому борту долины р. Кенгдэй, между устьями этих рек. В остальных притоках преобладают элювиально-делювиальные выходы с редкими коренными обнажениями, иногда довольно значительными (например, на рр. Кинээс и Согуру-Опунаас).

Наиболее стойкими из третичных отложений являются песчаники и пласты углей, которые чаще, чем пластичные глины, образуют коренные обнажения. Но обнаженность их совершенно недостаточна, чтобы составить надежные стратиграфические разрезы. Пласты углей в большей части обнажений вдоль рек вскрыты только частично: между речками они закрыты слоем (около 6 м) четвертичных образований, препятствующих сопоставлению отдельных пластов.

Выдержанность элементов залегания пластов углей почти по всему бассейну р. Кенгдэй позволяет составить только схематический разрез третичных отложений. В бассейне р. Кенгдэй автором зафиксировано 30 коренных обнажений пластов бурых углей. Простирание их колеблется в пределах 137—170°. Среднее простирание юго-восточное (азимут 160°), совпадающее с простиранием грабена, в которых они залегают. Все пласты имеют падение на юго-запад под углом 12—30°. Средний угол падения равен 17°. Некоторым исключением является простирание углей у устья р. Кинээс, где оно отклоняется на 50° (азимут простирания 110°). Падение остается юго-западным под углом 20°.

Третичные отложения в бассейне р. Кенгдэй представлены в основном глинами, в меньшей степени углями, песчаниками, сидеритовыми конкрециями, алевроитовыми глинами.

Глины белого и светло-серого цвета, у контактов с углем коричневого, иногда слабо охристые. По гранулометрическому составу они относятся к пылеватым и тяжелым пылеватым, в которых содержится частиц менее 0,001 мм колеблется от 33,00 до 62,40%, а частиц менее 0,01 мм — от 55,70 до 99,72 (табл. 2). В составе глин преобладают беллит и гиллослюды, меньшую роль играет каолинит. По химическому составу они так же, как согинские, близки к глинистым осадкам морского происхождения (табл. 2).

Кенгдэйские бурые угли матовые, переходящие в полублестящие, частично со смоляным блеском, имеют полочатое строение и раковистый излом. Угли слабо углефицированные, по мнению Е. С. Корженевской, близко стоящие к каменным по цвету черты, характеру эндоклиза и окраске угля в куске. Угли с большим количеством глинистого материала присутствуют в виде тонких прослоев. При высыхании угли рассыпаются. Мощности пластов полностью не вскрыты. Максимальная мощность слоя угля 2,3 м установлена на р. Согуру-Опунаас.

Песчаники бурого цвета, переполненные растительными остатками; мощность слоев от 3 до 20 см. Только в одном месте, у р. Согуру-Бурустаах, встречены песчаники мощностью ориентировочно около 30 м однородного светло-серого цвета. В них найдена шишка *Sequoia* sp. верхне-

Химический состав глины
(в процентах)

Таблица 2

№ пп	Месторождение	SiO ₂	Al ₂ O ₃ + TiO ₂	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	Na ₂ O + K ₂ O	Потери при прокаливании	Сумма	Количество проб
1	Кенгдэйское	63,87	19,22	4,27	1,2	1,57	2,7	6,11	99,94	6
2	Согинское	56,60	20,85	7,12	0,5	1,55	не опр.	8,40	95,02	9
3	Глинистые сланцы верхнего палеозоя у Тикси	63,53	16,60	6,67	0,96	1,11	не опр.	5,86	94,88	6
4	Глины кембрия у Пулукто	57,55	19,02	8,04	0,71	2,93	6,18	5,34	—	—

Анализы № 2, 3 и 4 приведены по данным В. Д. Кожевникова

Гранулометрический состав третичных глин бассейна р. Кенгдэй
(в процентах)

Таблица 3

№ образца	Фракции (мм)		№ образца	Фракции (мм)	
	менее 0,01	менее 0,001		менее 0,01	менее 0,001
6812,1113	97,55	62,46	1731-2	99,72	53,50
6811/1106	69,49	59,50	3508/236	71,15	32,00
1076	55,70	40,00	3522/238	94,89	39,80
1078-1	82,37	43,40	3522 235	93,80	33,00
1294-2	87,13	41,30	3522 238	93,66	39,20

мелового облика и неопределимые брекчиолиты. По механическому составу эти песчаники близки к алевроитовым песчаникам. Цемент в них карбонатный с примесью глинистого материала, составляющий 45—60% от состава породы. Кlastическая часть представлена кварцем (70—80%), полевыми шпатами (10—20%), обломками глинистых (1—8%), реже кремнистых пород, рудными минералами (1—3%). Тип цемента — базальный.

В глинах довольно часто встречаются желтовато-серые сидеритовые конкреции в виде линз толщиной 0,2—0,5 м при длине 1—2 м и более. Они состоят из мелких зерен сидерита, плотно прилегающих друг к другу, с песчинками терригенных минералов разного размера. Гидроокислы железа придают им пятнистую окраску.

Алевроитовые глины встречены около устья р. Кинэс, где они подстилают пласт угля. Их мощность вместе с алевроитовыми песчаниками составляет 80 м.

Описание разреза. Как уже отмечалось, простирание и падение угольных пластов выдерживается по отдельным выходам на всей площади грабена, но неизвестно, сохраняется ли падение пластов на глубине. Решить этот вопрос без разведочных работ невозможно. При составлении схемы стратиграфии третичных отложений бассейна р. Кенгдэй мы исходим из предположения о выдержанности углов падения пластов на глубине.

Лучшие обнажения имеются на притоке р. Кенгдэй р. Юссэнги-Келюйзэах. Третичные отложения находятся здесь в тектоническом контакте с пермскими породами. Последние сильно расланцованы и имеют вертикальное падение. Разрез представляется в следующем сугубо схематичном виде:

1. От контакта до первого снизу угольного пласта на протяжении 650 м прослеживаются белые глины, прикрытые элювием и делювием этой же глины и частично четвертичными отложениями. Мощность глины в этом интервале остается неясной.

Пласт угля (I), падающий на юго-запад (азимут 250—260° под углом 22—27°), имеет сложное строение. По простиранию он прослежен на 180 м. В его составе имеются четыре слоя бурого угля общей мощностью 1,1 м, углестые сланцы и слой вязкой белой глины разной мощности. В углях преобладает пыльца хвойных, главным образом, болотного кипариса. Общая мощность пласта 5 м.

3. Глина белая пластичная с редкими маломощными линзами (и возможно слоями) бурого угля. Обнаженность слабая. Мощность 450 м.

4. Бурый уголь (II), видимой мощностью 0,4 м. Залегание неясное. Этот же пласт выходит, видимо, на р. Согуру-Бурустаах, где мощность его превышает 0,25 м.

5. Глина белая пластичная. Мощность 56 м.

6. Бурый уголь (III) мощностью более 0,5 м, падающий на юго-запад (азимут 260° под углом 20°). На 2 м ниже угля залегают светло-серые тонкозернистые песчаники мощностью около 0,3 м, переходящие в известняк, с многочисленными отпечатками флоры Е. Н. Кара-Мурза отсюда определяла: *Monocotyledones*, *Alangium aequalifolium* (Goerpp.) Krysht. et Borsuk., *Alnus* cf. *Alnus kefersteini* (Goerpp.) Neer, *Trochodendroides arcticus* (Neer) Berry.

Этот же слой угля, возможно, выходит на поверхность в русле реки, параллельной р. Согуру-Бурустаах, в 5 км северо-западнее. Падение пластов юго-западное (азимут 260° под углом 16°).

7. Глина белая пластичная, обнажена слабо. Мощность .. 126 м.

8. Бурый уголь (IV) мощностью более 0,5 м. Падение пласта юго-западное (азимут 260° под углом 26°).

9. Слабо обнаженный интервал с редкими выходами белой глины соответствует мощности 220 м.

10. Бурый уголь (V) мощностью более 0,5 м. Падение пласта юго-западное (азимут 255° под углом 28°). В угле преобладает пыльца широколиственных и имеется значительное количество спор папоротников

11. Перерыв в обнажениях соответствует мощности 87 м.

12. Бурый уголь (VI) мощностью более 0,5 м. Падение пласта юго-западное (азимут 260° под углом 14°). Уголь подстилается белой глиной.

13. Задернованный интервал с частыми выходами белой глины и трех тонких (до 0,07 м) слоев угля .. 13 м.

14. Бурый уголь (VII) тонкоослонистый, мощностью 1,1 м. Падение пласта юго-западное (азимут 250° под углом 16°).

15. Перерыв в обнажениях соответствует мощности 25 м.

16. Бурый уголь (VIII) с тонкими прослоями глины. Падение юго-западное (азимут 250° под углом 16°)..... более 1,4 м.

Последние три пласта угля (VI, VII, VIII) обнаружены по простиранию на безымянной реке, в 3 км от р. Юссэнги.

Продолжение разреза наблюдается по устью параллельной реки (в 3 км от р. Юссэнги) и по правому берегу р. Кенгдэй у этой же реки.

17. Глина белая, пластичная .. 120 м.

18. Глина белая с шестью сложными и простыми слоями бурого угля (IX—XIV). Максимальная мощность слоя — 2 м наблюдается на р. Кенгдэй в двух местах у устья безымянной реки. Падение пластов юго-западное (азимут 255—270° под углом 14—20°).

19. Перерыв в обнажениях под руслом р. Кенгдэй, соответствует мощности 350 м.

20. Бурый уголь мощностью более 1,3 м, обнаженный вдоль левого

¹ В ряде случаев часть пласта не вскрыта, поэтому указывается только обнаженная мощность.

берега р. Кёнгдэй. Падение пласта юго-западное (азимут 260° под углом 28°).

По р. Юёсээнги в направлении с востока на запад поперек простираются третичные отложения наблюдается выдержанное падение угольных пластов на расстоянии 5 км. Допуская, что угол падения угольных пластов выдерживается на глубину, мощность третичных отложений между пластами I и XIV можно предположительно считать равной 1300 м. Действительная мощность третичных отложений в бассейне р. Кёнгдэй может быть выяснена только с помощью буровых работ.

Приведенная выше последовательность отложений подтверждается, кроме моноклинального падения, сменой строения угольных пластов с востока на запад (снизу вверх). В нижней части разреза (на востоке) угольные пласты имеют сложное строение: маломощные слои угля переслаиваются с глинной и углестыми сланцами. Выше по разрезу (на запад) количество угольных пластов и их мощность увеличиваются. Уголь становится более однородным. В том же направлении (снизу вверх) наблюдается также смена спорово-пыльцевого состава угля. Внизу разреза значительное развитие имеет пыльца хвойных, выше ее становится меньше.

Коренные и элювиально-делювиальные выходы бурых углей встречаются также по другим притокам р. Кёнгдэй, ближе к ее устью.

Сопоставлять их с пластами в разрезе до проведения детальных работ не представляется возможным. Общее количество угольных пластов в бассейне р. Кёнгдэй, видимо, превышает восемнадцать. По определению Э. Н. Кара-Мурза, среди собранной автором в этом районе флоры встречаются следующие формы: *Cephalotoxopsis* (?) sp., *Sequoia* sp. (шишка), *Juglans* cf. *nigella* Heer, *Betula* sp., *Alnus* aff. *kefersteinii* Ung., *Corylus* *Mac-Quarrii* (Forbes) Heer, *Quercus* aff. *pseudocastanea* Goerpp., *Q.* aff. *groenlandica* Heer, *Ulmus* sp. (отпечатки плода и листьев), *Ficus* sp., *Atangium aequalifolium* (Goerpp.) Kryshch. et Borshuk, *Trochodendroides arcticus* (Heer) Berry, *T.* aff. *richardsonii* (Heer) Kryshch., *T. smilacifolium* (Newb.) Kryshch., *T. zaddachii* Heer, *T.* aff. *zaddachii* Heer, *T.* sp., *Platanus* aff. *aceroides* Goerpp., *Vitis* sp. (aff. *V. heeriana* Knowlton), *Grewia* sp., *Pterosperrmites* sp., *Phyllites* sp.

Ископаемая флора из бассейна р. Кёнгдэй представлена преимущественно широколиственными древесными породами. Представителей голосеменных растений, за исключением *Cephalotoxopsis* и *Sequoia*, не встречено.

Большое количество фрагментарных отпечатков листьев *Trochodendroides* sp. может служить, по мнению Э. Н. Кара-Мурза, некоторым основанием для отнесения флоры к верхнему мелу. Однако присутствие в коллекции, наряду с *Trochodendroides*, отпечатков листьев третичных флор — ореха (*Juglans*) и особенно вяза (*Ulmus*), представленного несколькими отпечатками листьев и плодом хорошей сохранности, указывает, по-видимому, на нижнетретичный возраст осадков.

Таким образом, эта флора, имеющая переходный характер, может соответствовать по времени скорее всего самой нижней части третичного периода и органически связана с флорой конца верхнемеловой эпохи. Плохая сохранность большинства отпечатков, оставшихся пока не определенными, и наличие среди них незначительных фрагментов крупных листьев, напоминающих верхнемеловые *Protophyllum*, *Menispermities* и др., не дают основания (до новых дополнительных сборов) для более точного установления возраста рассматриваемых отложений.

4. У реки Лебединой (вверх по Быковской протоке в 8 км от временного порта Кысам) выход третичных пород известен по работам М. Ф. Лобанова [9] и обследован автором в 1951 г.

Третичные отложения прослеживаются на 500 м вдоль Быковской протоки и на расстоянии 300 м от ее берега. К западной стороне участка

подходит крутой склон горы высотой 201 м, сложенной породами тиксинской свиты верхнепалеозойского возраста.

Третичные отложения представлены желтой и серой глиной. Пласты бурых углей на поверхность не выходят, но об их наличии свидетельствует массовое скопление гальки плотных углей на берегу, у выхода глины. Бурые угли, находящиеся в русле Быковской протоки, здесь в коренном залегании, видимо, размываются и благодаря небольшому удельному весу выбрасываются на берег в виде окатанной гальки.

Мощность отложений неизвестна.

5. На западном берегу губы Буор-Хайа, у устья р. Кизнг, угленосные отложения, по данным автора и В. М. Лазуркина [8], занимают весьма ограниченную площадь. Они прослеживаются на 50—70 м вдоль скального берега, имеющего высоту 15 м, и на 30—40 м в глубь материка.

Третичные отложения представлены пластом бурого угля мощностью около 1 м, перекрытым глинами светло-серого и желтого цвета. Высота их над уровнем моря составляет 10—12 м. Создается впечатление, что останец третичных отложений по тектоническому контакту приплюснен к верхнепалеозойским породам тиксинской свиты.

Мощность обнажения 12 м.

6. В русле р. Кунга (приток р. Хопто) В. М. Лазуркиным [8] обнаружен один выход бурого угля и белой глины. Третичные отложения, по нашему мнению, здесь развиты довольно широко. С помощью аэрофотосъемки легко устанавливаются шесть подобных обнажений. Характер пониженного и заболоченного рельефа, окружающего эти выходы, аналогичен территории, занятой третичными отложениями в бассейне р. Кёнгдэй. Таким образом, нам кажется, что в бассейне р. Хопто третичные отложения развиты так же широко, как и в бассейне р. Кёнгдэй. Предположительно эти отложения на р. Кунга вытянуты в меридиальном направлении на 40 км при ширине 9 км. По всей вероятности, они залегают так же как и в бассейне р. Кёнгдэй, в грабене.

При проведении дальнейших исследований необходимо обратить внимание на этот участок, как на перспективный в отношении угленосности.

7. На р. Хорогор (р. Снежная), в 17 км к западу от Тикси, автором в 1950 г. в медальонах полигенальной тундры встречены белые глины, аналогичные белым глинам из третичных отложений р. Кёнгдэй. Площадь распространения этих выходов составляет 1 × 2 км.

8. В руслах рек, впадающих с левой стороны в р. Булункаан (на 8 км выше устья, по прямой) и с правой стороны в р. Эбэлээх, автором обнаружены обломки угля совместно с бурым железняком и сильно выветрившимися осадочными породами. Последние приобрели красный, желтый, белый, голубоватый цвет. По левому притоку р. Булункаан у уреза воды обнажаются белые глины с обломками белого песчаника.

Петрографическое изучение и анализ спорово-пыльцевого состава некоторых образцов угля, собранных среди четвертичных отложений, показали принадлежность их к каменным углям мелового возраста. Эти обломки, видимо, вымыты из ледниковых отложений.

Ниже, в табл. 4, приводится сводный список листовидной флоры, известной из третичных отложений Северного Хараулаха по сборам и определениям разных авторов, и дается краткая характеристика спорово-пыльцевых комплексов.

В приведенном списке преобладает флора двусемянодных (82%), в меньшем количестве встречены хвойные (14%). В списке имеются типичные представители верхнемеловых флор, таких, как *Trochodendroides*, *Protophyllum* и *Menispermities*. Встречаются также формы, общие с верхнемеловой (сенонской) флорой, установленной В. А. Вахрамеевым и Ю. М. Пущаровским [2] в устьевой части р. Вилюй. В верхах Вилюйского разреза преобладают различные *Trochodendroides*, среди которых установлен *T. arcticus* (Heer) Berry. Ниже по разрезу встре-

Таблица 4

Сводный список флоры из третичных отложений
Северного Хараулаха

№ пп	Название форм	Район			
		Р. Кенг- дэй	Быков- ская протока	Р. Сого	
1	<i>Equisetalis</i> — хвощевые				
	<i>Equisetum arcticum</i> Heer				
2	<i>Coniferalis</i> — хвойные		+		+
3	<i>Cephalotaxopsis</i>	+			
4	<i>Sequoia</i> sp. (шунга)	+			
5	<i>S. langsdorfi</i> (Sternb.) Heer		+		
6	<i>Taxodium ditium</i> (Sternb.) Heer		+		+
7	<i>Taxites olrikii</i> Heer		+		
8	<i>Glyptostrobus europaeus</i> (Brougn.) Unger		+		+
	<i>Monocotyledones</i> — односемядольные				
9	<i>Arundo pseudogoeppertii</i> Berry		+		+
10	<i>Dicotyledones</i> — двусемядольные				
11	<i>Juglans</i> cf. <i>nigella</i> Heer	+			
12	<i>juglandiformis</i> (Sternb.) Giebel.				+
13	<i>Betula macrophylla</i> Heer		+		+
14	<i>priscik</i> Eit.				+
15	sp.	+			
16	<i>Alnus</i> aff. <i>kefersteina</i> Ung.	+			
17	sp.	+			
18	<i>Carpinus grandis</i> Heer				+
19	<i>Corylus Mac-Quarrii</i> (Forbes) Heer	+			
20	<i>kenaiana</i> Hollick				+
21	<i>Quercus platania</i> Heer		+		
22	aff. <i>pseudocastanea</i> Goerrp.	+			
23	cf. <i>groenlandica</i> Heer	+			+
24	<i>Ulmus borealis</i> Heer	+			+
25	<i>Ulmus</i> cf. <i>longifolia</i> Heer.	+			
26	sp.	+			
27	sp. (хороший отпечаток плода)	+			
28	<i>Zelkova ungeri</i> Kov				+
29	<i>Ficus</i> sp.	+			
30	<i>Alangium aequalifolium</i> (Goerrp.) Kryshch. et Borsuk	+			
31	<i>Trochodendroides arcticus</i> (Heer.) Berry	+	+		+
32	<i>richardsonii</i> (Heer) Kryshch.	+			
33	aff. <i>richardsonii</i> (Heer) Kryshch.	+			
34	<i>smithii</i> (Newb.) Kryshch.	+	+		
35	<i>zaddachii</i> Heer	+	+		
36	aff. <i>zaddachii</i> Heer	+	+		
37	sp.	+	+		
38	<i>Menispermites septentrionalis</i> Hollick	+			
39	<i>Platanus</i> aff. <i>aceroides</i> Goerrp.	+			
40	<i>Protophyllum</i> sp. (cf. <i>P. multinerve</i> Lesq.)		+		
41	<i>Vitis islandica</i> Heer		+		
42	sp. (aff. <i>V. heertiana</i> Knowlton)	+			
43	<i>Grewia</i> sp.	+			
44	<i>Pterosperrmites</i> sp.	+			
45	<i>Phyllites</i> sp.	+			

чаются *Cephalotaxopsis*, *Sequoia*, *Dammara*, *Trochodendroides*, *Zizyphus*, *Platanus*, *Credneria*, *Macelintockia*. Наряду с древними формами, являющимися, видимо, реликтовыми, на Северном Хараулахе присутствуют типичные представители третичной флоры: орех (*Juglans*) и особенно вяз (*Ulmus*), дуб (*Quercus*), ольха (*Alnus*), береза (*Betula*) и виноград (*Vitis*).

Таким образом, флора с Быковской протоки, по данным Т. Н. Байковской, и с р. Кенгдэй, по определениям Э. Н. Кара-Мурза, является переходной от датского яруса верхнего мела к палеоцену.

Хараулахскую флору обычно считали аналогичной флоре с Новосибирских островов (Деревянные горы), озера Тас-Таш, Чагайна и др. Т. Н. Байковская [1] в последней работе с полной определенностью относит флору Буренского Чагайна к датскому ярусу. Этот же возраст она приписывает флоре Деревянных гор. Однако в ее работе нет упоминания об аналогии флоры с озера Тас-Таш и Хараулаха с флорой Деревянных гор.

До новых сборов и монографического изучения флоры из угленосных отложений Северного Хараулаха их возраст, по предварительным определениям отпечатков листьев, спорам и пыльце, следует считать как датский ярус — палеоцен и, возможно, эоцен.

Спорово-пыльцевой состав углей Согинского и Кенгдэйского месторождений по процентному соотношению основных форм колеблется в широких пределах и зависит, как показали исследования Е. С. Корженевской, от петрографического состава углей. Из верхнего пласта Согинского месторождения мощностью 19 м Т. С. Цырниной определен спорово-пыльцевой состав шести штурфных проб, распределенных по всей мощности пласта. Процентное содержание пыльцы от подошвы к кровле пласта меняется следующим образом:

в процентах						
Хвойных	8,5	51,8	20	16,5	12	14,5
Широколиственных пород	90,5	37,6	79	82	86	35,5
Сосны	7	31,6	14	12	9,5	11,5
Вересковых	10	21,2	50	12	0,8	27,5
Березы	14	10	11	70	52	0

Такое непостоянство процентного содержания пыльцы весьма затрудняет сопоставление разобитных выходов угольных пластов спорово-пыльцевым методом. Некоторым указанием о возрасте отложений служит только общий состав спор и пыльцы.

В углях Согинского месторождения, по определению Т. С. Цырниной, содержатся: пыльца ногоплодника, сосны, ели, пихты, таксодия, восквника, кария, березы, лещины, ольхи, вяза, липы, вересковых, рясника и рдеста; споры кочедыжниковых, рода осумида, уювниковых и плауновых.

Т. С. Цырниной по четырем образцам определила следующий спорово-пыльцевой состав углей с правых притоков р. Кенгдэй — рр. Юсеэзэнги и Кинээс:

а) древесная пыльца — ногоплодник, сосна, ель, пихта, таксодий, гипотостроб, ива, восквник, ореховые, береза, лещина, ольха, вяз, сумах, липа, ирисса, вересковые;

б) травяная пыльца — рогоз;

в) споры — кочедыжниковые, чистоус, уювниковые.

По данным Э. Н. Кара-Мурза, спорово-пыльцевой состав углей (с р. Согуру-Опунаас) по трем образцам из одного слоя угля (обн. 3522) следующий:

а) древесная пыльца — гинкговые, пихта, тсуга, ель, лиственница, кедр, сосна, таксодиевые, болотный кипарис (таксодий), кипарисовые, ива, ореховые, гикори, ольха, береза, лещина, граб, дуб, каштаны, сумах, клен, липа, миртовые, вересковые;

б) травяная пыльца — водокрасовые, злаковые, гвоздичные, бобовые, сланногодниковые;

в) споры — сфагнум, плауновые, коchedыжниковые, осмундовые (чистусовые), тонколистные, а также бугорчатые и шиповатые искусственных подгрупп не установленного систематического положения.

Среди пылицы преобладают таксоидные (11,01%, 11,5%, 21,9%), ольха (5%, 16%, 27%), болотный кипарис-таксодий (6,5%, 5,5%), каштан (6%, 5,5%, 4,0%).

Возраст пыльцевого спектра трех образцов определяется Э. Н. Кара-Мурза как третичный. Такие древесные породы, как ива, ольха, береза, орешник, липа, имели широкое распространение среди третичной флоры тургайского типа. Отдельные представители этих древесных пород, а также ореховые, буковые (каштан, дуб), миртовые и таксоидные в виде отпечатков листьев известны из палеоценовых, эоценовых и отчасти олигоценовых флор Камчатки и Сахалина.

Пыльца таксоидных, по данным Э. Н. Кара-Мурза, в пределах Арктики известна на верхнемеловых отложениях. Особенно широкое ее развитие наблюдается в туронском ярусе. Представители этого семейства отмечаются также в олигоценовых отложениях Южного Урала и Кавказа.

По наблюдаемому составу особых различий в комплексах спор и пылицы из углей рр. Соги и Кенгдэй не отмечается. Количественное же содержание отдельных представителей пыльцевого комплекса не совпадает. В частности, количество пылицы ольхи и таксоидных в образцах с р. Соги меньше, чем в образцах с р. Кенгдэй.

Несколько иной пыльцевой спектр получен Э. Н. Кара-Мурза из глины, подстилающей пласт угля на р. Согуру-Опунаас в том же обнажении. В глине обнаружены: тсуга, ель, сосна, кипарисовые, таксоидные, таксодий-болотный кипарис, сосновые, ива, ольха, граб, липа, вересковые. Определены споры папоротника из семейства *Polypodiaceae* (коchedыжниковые), споры типа сфагнум (*Senozonotriletes mollis* К.-М.), а также споры подгруппы *Leiotriletes* N. et al., по виду близкие спорам мезозойских папоротников *Contiopteris* и *Hausmannia*.

Преобладающими компонентами спектра из указанного образца глины являются пыльца таксоидных и споры коchedыжниковых, заметное место занимает пыльца хвойных семейства *Pinaceae*. Состав комплекса, по мнению Э. Н. Кара-Мурза, указывает на третичный возраст осадков. Однако комплекс пылицы и особенно спор несколько напоминает спорно-пыльцевые спектры верхнего мела. Некоторые виды хвойных и споры имеют более древний облик и соответствуют нижнемеловым формам, возможно встреченным здесь во вторичном залегании.

Э. Н. Кара-Мурза допускает, что глина с этим комплексом спор и пылицы соответствует нижним горизонтам третичных отложений или даже отложениям верхнего мела.

В той же глине, подстилающей угольный пласт, А. И. Кузьмина обнаружила морских диатомовых третичного возраста: *Melostra sulcata* (E. th.) Ktz., *M. sulcata* var. *biseriata* Grun., *M. sulcata* var. *sibirica* Grun., *Hyalodiscus radiatus* (O'Meara) Grun. и обломки *Centrales*.

В устье р. Кинэс в алевроитной глине была найдена *Grunovella gemmata* (Grun.) O. H., являющаяся также морским третичным видом.

Таким образом, возраст подстилающих глин, судя по содержащимся спорам и пылице, оказывается несколько более древним, чем лежащего на них угля. Объяснение этому, вероятно, следует искать в условиях образования. Глины образовались в море, куда могли смываться споры и пыльца с окружающих территорий, имевших другой комплекс флоры; в то же время могли развиваться более древние отложения, содержа-

щие пыльцу и споры. Морские прослоившие глины подтверждают, кроме того, находки ископаемых из отложений (табл. 1 и 2).

Глина Кенгдэй р. Кенгдэй по своему составу близка к глине из Соги, но отличается в гидросфере с небольшой примесью глинистых частиц и в меньшей степени развитостью процарапанной структуры. Глина образовалась в сильно обводненном состоянии. Вследствие этого в ней наблюдается сильное развитие горизонтальной структуры. Об этом свидетельствует широкое развитие горизонтальных слоев, грубо и ясно выраженных в образцах исследованных образцов.

В устье р. Кенгдэй наблюдаются вертикальные равномерно распределенные слои, что по мнению Э. С. Коржаковского, указывает на выветривание слоев. Вследствие этого, при гидросфере выветривания материала, таким образом, состав пылицы и спор имеет характерный облик, представляющий не столько в действительности, сколько в широким горизонтальным распространением пылицы и спор в области более обводненной, чем в море.

Черезвычайно близость угля с глиной свидетельствует о тесной связи между ними. Вследствие этого пыльца и споры имеют характерный облик, который наблюдается в образцах исследованных образцов.

Изотерма температурности и влажности в третичном море для Северного Хариума в целом представляется рисунком с несколько другим видом, чем это было известно по данным предыдущих исследований.

Таким образом, в основе третичных отложений лежат в частности: морские отложения и меловые. Наиболее молодыми из последних являются глины Кенгдэй, а за ними берега р. Соги и моря. В основании лежат меловые отложения. В этих условиях условия развития диатомовых и других организмов, в частности, в промежуток между этими отложениями и датскими отложениями в Северном Хариуме неизвестны. По всей вероятности, в этот промежуток времени территория, лежащая территории, поднялась над уровнем моря и подверглась размыву.

В начале датского века значительная часть территории Северного Хариума, вследствие вертикальной деформации, представляла в значительной мере выветрившийся морской. Об этом свидетельствует состав отложений. По всем известным участкам третичные отложения в основном представляют собой глины и алевроиты с тонкими прослоями. При обширном составе моря образовались в значительном количестве глины и алевроиты, при этом в значительной мере выветривались, в которых значительное количество третичного материала отсутствует. Вследствие этого третичный состав глины и наличие обломков диатомовых подтверждается в области исследования. Материалом для исследования были угли, обнаруженные в тельнообильной морской выветрившейся территории, на сильно обводненной прибрежной зоне и в области отложения моря.

Следует отметить, что ввиду того, что процесс деструкции происходит в основном в выветрившемся виде, глины датской территории, когда обнаруживались, имели довольно обильные выветрившиеся слои. Последние, как известно, определяют палеонтологические возможности для исследования (характер пылицы, споры и растительность).

Деструктивное действие И. Густава о влиянии исследованного материала датской территории Северного Хариума, а момент образования глины был, вероятно, обусловлен, так как так, что, вероятно, типично для третичных отложений. Наличие такого выветривания обуславливает наличие глины с обильным наличием крупнообломочного материала. Таким образом, деструктивное действие третичного и четвертичного выветривания обуславливает уничтожение былых третичных отложений в отложениях И. Густава, что приводит к деструкции отложения.

Следствием деструктивного действия является образование и, следовательно,

и эволюционный этап развития территории, происходило в промежутках от датского яруса верхнего мела до эоцена включительно. Следует иметь в виду, что отпечатки растений детально не изучались. При дальнейшем исследовании интервал времени образования углей может быть уточнен.

Многочисленную смену угольных пластов терригенным материалом, нам кажется, следует объяснять неравномерностью опускания территории. Периоды относительного покоя, когда происходил рост торфяников и древесной растительности, сменялись быстрым опусканием, когда растительность на больших площадях оказывалась затопленной и происходило погребение торфяников глинистым материалом. Накопление этого материала приводило к обмелению моря и наступанию растительности с суши. Последующее опускание приводило к погребению второго, третьего и т. д. пластов угля. В результате образовалось многократное переслаивание терригенного материала с пластами углей.

На тех участках, где подобные опускания совершались относительно быстрее, чем на соседнем участке, мощность отложений больше (как это установлено для других месторождений), а пласты углей многочисленны и маломощны (р. Кенгдэй, Быковская протока). Наоборот, в местах медленного прогибания мощность третичных отложений меньше, количество угольных пластов сокращается, но мощность их увеличивается (р. Сога). Большая мощность углей обусловлена компенсацией опускания участка ростом торфяника.

При таком объяснении углеобразования в третичных отложениях Северного Хараулаха вопрос палеогеографии приобретает важное практическое значение.

Согласно данным Г. Ф. Крашенинникова [7], мощные угольные пласты образуются ближе к суше; по направлению к бывшему морю они постепенно разделяются пустой породой на более тонкие пласты. Исходя из такой закономерности, можно допустить, что верхний пласт Согинского месторождения мощностью 19 м образовался ближе к суше, чем тонкие пласты углей р. Кенгдэй или Быковской протоки.

Более близкое расположение Согинского месторождения к третичной суше подтверждается также наличием среди отложений проluvиев конгломератов, которые не встречены на других участках. Если наше предположение верно, то, видимо, нижнетретичная сильно сложенная суша располагалась где-то в пределах губы Буор-Хайа, а к северо-западу от нее, в пределах Северного Хараулаха, была более подвижная в тектоническом отношении равнина, часто заливавшаяся морем.

Следствием данного палеогеографического построения является предположение о значительной перспективности третичных отложений р. Хопто, где условия образования углей и их мощность должны быть близкими к согинским.

Отсутствие на территории Северного Хараулаха верхнетретичных (неогеновых) отложений, разрозненное залегание нижнетретичных и их дислоцированность свидетельствуют об оживлении в неогене тектонических движений, которые продолжаются и в четвертичном периоде. Это подтверждается наличием сбросов, выраженных в рельефе (восточный склон хребта Туора-Сис, правый берег Быковской протоки).

Тектонические движения конца третичного и четвертичного периодов наложили существенный отпечаток на сохранность угленосных отложений и на условия их залегания. В это время, видимо, происходили интенсивные блоковые перемещения разных знаков. Одни из них (например, Кенгдэйский грабен) испытывали опускание, другие (хребет Туора-Сис) поднимались. В районе р. Кенгдэй пласты падают моноклинально на юго-запад под углом в среднем 17°. На Быковской протоке, по данным М. Ф. Лобанова, они собраны в изоклинальные складки. На р. Сога они приобрели форму брахисинклинали.

Возможно, что на степень дислоцированности сказались влияния ледни-

ковые процессы, в частности на р. Сога. Интенсивную дислокацию верхнего пласта угля в южной части Согинского месторождения, по нашему мнению, можно объяснить только движением покровного ледника, двинувшегося в северо-восточном направлении. Нижние горизонты на этом месторождении залегают спокойнее.

Ал-др И. Гусев придерживается другой точки зрения на образование третичных отложений и их тектонику. Для него «сейчас не вызывает сомнений тот факт, что третичные континентальные отложения в Северном Хараулахе заполняют эрозионные депрессии и участвуют в строении древних террас речных долин третичного времени». Ал-др И. Гусев отождествляет геологическую обстановку, в которой находятся третичные отложения в настоящее время, с обстановкой в момент их образования, в прошлом. Если в настоящее время третичные отложения находятся в речных долинах, то по Ал-дру И. Гусеву они и образовались в долинах. Если третичные отложения находятся сейчас в террасах, следовательно они и образовались на террасах. Имеющиеся в нашей распоряжении данные указывают, что третичные отложения ни в какой степени не характерны для осадков речных долин, какого бы возраста они ни были. Помимо этого, мощности отложений даже такие, как на р. Сога (140 м), не свойственны отложениям речных террас.

Дислоцированность угленосных отложений бассейна р. Кенгдэй и Быковской протоки Ал-др И. Гусев связывает с сползаниями, а р. Сога — с замерзанием грунтовых вод. Трудно представить, чтобы угленосные отложения, распространенные на такой обширной площади (50 × 10 км), сползли с прилегающих возвышенностей. Замерзшие грунты вряд ли могут вызвать образование складок и разрывов в Согинском месторождении.

Таким образом, на основании изложенного можно сделать следующие выводы:

- 1 Третичные отложения Северного Хараулаха залегают на различных породах палеозоя и мезозоя в тектонических понижениях типа грабенов.
- 2 Состав отложений на всех участках отвечает параллелизму образования, т. е. накопление осадков происходило на заболоченной прибрежной равнине, периодически затопляемой морем.
- 3 Возраст осадков колеблется от датского яруса до эоцена включительно. Выделять среди них ярусы или свиты на данной стадии изученности представляется трудно.
- 4 Дислокация нижнетретичных пород Северного Хараулаха связана с блоковыми перемещениями в складчатом основании.
- 5 На степень дислокации слабо сцементированных третичных отложений, видимо, существенное влияние оказали древние ледники, но этот вопрос еще требует изучения.

ЛИТЕРАТУРА

- 1 Барановская Т. И. Вертикальные флоры Северной Азии. Диссертация на соискание ученой степени доктора биологических наук. Ботаник. вост. инст. В. А. Комарова. Влад. науч. ССР, 1957.
- 2 Барановская Т. И. и Пущаровский Ю. М. Новые данные о третичных свитах провинции Бийской впадины и Привердловского краевого прогиба. Докл. Влад. науч. ССР, т. XXIV, № 2, 1951.
- 3 Волковская К. А. Геологические наблюдения в тундре между низкими течениями рр. Лена и Колыма 1906 и 1909 гг. Труды Ком. по науч. Якут. АССР, т. II, 1930.
- 4 Гусев А. И. и Фаленский С. С. Исследования по истории складчатости северной территории Верхнеарктического района Труды Якут. инст., т. 99, вып. 1, 1956.
- 5 Гусев А. И. Исследования в долине рр. Лена и Селенга Труды Ком. по науч. Якут. АССР, т. 3, ч. 1, 1929.
- 6 Кудрявцев В. И. и Сиверцов Н. П. Материалы по геологии и полезным ископаемым Горной Сибирии Якутии № 3, Якутск, 1929.

7. Крашенинников Г. Ф. Мощные пласты угля и дифференциальные тектонические движения. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 3, 1945.
8. Лазуркин В. М. Геологический очерк юго-восточной части Хараулахского хребта. Труды Аркт. инст., т. 48, Л., 1936.
9. Лобанов М. Ф. Геология и угленосность Приморского края Хараулахских гор. Труды Инст. геол. Арктики, т. XXII, изд. Главсевморпути, Л., 1951.
10. Неелов Н. Отчет по исследованию устья р. Лены, произведенному в 1912 г. Зап. по гидрор., т. 38, вып. 1, П., 1914.
11. Палибин И. В. Новые данные о третичной и послетретичной флоре районов низовьев р. Лены. Материалы по истории флоры и растительности СССР, вып. 11, 1946.
12. Пархоменко С. Г. Некоторые данные о природе Нижнеленинского края. Труды Ком. по науч. Якутск. АССР, т. III, ч. 1, Л., 1929.
13. Фрейберг Е. Н. Скопления угля в бухте Тикси. Труды Аркт. инст., т. 50, Л., 1936.
14. Толль Э. В. Очерк геологии Новосибирских островов и важнейшие задачи исследования полярных стран. Зап. Акад. наук, сер. VIII, т. IX, № 1, СПб., 1899.

А. И. ГУСОВ

К СТРАТИГРАФИИ ЧЕТВЕРТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ПРИМОРСКОЙ РАВИНЫ

Настоящая статья составлена на основании выислений автора в дельте р. Лены, Хараулахских горах и в прибрежных горах Ленского междуречья, произведенных в 1934—1935 и 1946—1953 гг.

Дельта р. Лены представляет собой угловатое от размытия участка аккумулятивной Приморской равнины, еще в начале четвертичного периода занимавшее обширные пространства суши на месте ныне существующей континентальной отмели вдоль северного берега Баранца в Северной Америке. На основании имеющегося фактического материала вертикальный геологический разрез Приморской равнины по южному берегу мыса Лазуркина расчленен в следующем виде (снизу вверх):

1. Дельта четвертичные отложения (Q). В основании залегает разрез (рис. 1) на о. Сардах (дельта р. Лены), залегающий толща каменных конгломератов и песчаных, непрерывно прослеживающихся на протяжении около 2 км по западному крутому склону острова. Мощность четвертичных отложений с другим песчаным и конгломератом обычно колеблется в пределах 3—4 м, а только нижний горизонт конгломерата достигает максимальной мощности свыше 10 м. Общая мощность указанных пород превышает 5 м.

В толще и в отдельных частях конгломератов преобладают аркозовые песчанники с обильными растительными детритами. Силеритовые песчанники с тонкими выкременными отложениями третичной флоры, фигурные кварцевиты и кварцевиты, диабазы, доломиты, граниты и кристаллические сланцы. По всему разрезу встречаются куски ожелезненной или лигнитизированной древесины *Picea sibirica*, *Picea sibirica*, *Larix sibirica* и др. Часто можно встретить горизонтально лежащие стволы деревьев так же коры, достигающие в поперечнике до 0,3 м при длине свыше 5—7 м.

Стельная минерализация древесины крайне запоздана. Обычно в этом и тем на стволе коры, или лиственницы один конец, заключенный в природе, застывший окаменел, что в труде удается различить ствольный конец даже в шлифах. В то же время с противоположного обожженного конца так же ствол только лигнитизирован, свободно режется ножом и горит в котле. Переход от лигнитизированной древесины к минерализованной происходит сравнительно резко.

Далеко не все они задерживаются по пространству на столько-нибудь значительных расстояниях. Большинство из них быстро выклинивается или вымывается порожками и раздувом, приносящие своим характером лишь в силу чего последние почти полностью утрачивают свои внешние и внутренние признаки. Часто они и тот же слой конгломерата по пространству смежаются с песчанником и наоборот, но всегда с относительно постепенным переходом одного в другой.

В весьма широких пределах изменяется и степень цементации обломочного материала окислами железа, и переход от рыхлой породы в «окаменелую» происходит постепенно в обоих направлениях разреза. Уловить этот переход в верхних горизонтах разреза не удается.

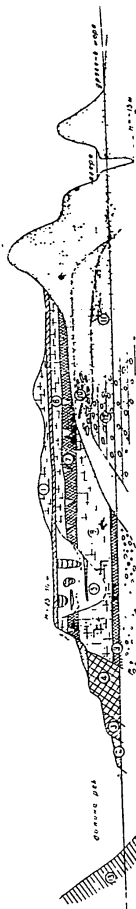


Рис. 1. Схема геологического строения Приморской равнины и дельты р. Луны. 1 — первичные песчаные конгломераты с валунцами; 2 — первичные конгломераты с валунцами; 3 — первичные конгломераты с валунцами; 4 — первичные конгломераты с валунцами; 5 — первичные конгломераты с валунцами; 6 — валунная терраса; 7 — валунная терраса.

Слои лежат горизонтально и только в центральной части обнажения, ближе к его южному концу, на протяжении нескольких сот метров наблюдается моно-клинальное падение пластов на юго-восток под углом 5—7°.

В сардаакском разрезе на размытой поверхности железистых конгломератов и песчанников (абсолютная высота примерно 25 м) лежат песчано-галечниковые глинистые отложения, в которых нами обнаружены в перетолженном состоянии плоды американского серого ореха *Juglans cinerea* L. *fossilis* (рис. 2) и вертикально стоящий пень — *Larix* sp., имеющий до 2,5 м в поперечнике и плоско разветвленную корневую систему. Вместе с орехом встречаются лигнитизированные или ожелезненные древесные остатки и шишки *Picea wollosowiczii* Sukatsch., *Picea obovata* Ldb., *Larix sibirica* Ldb. (*fossilis*), *Pinus*, а также галька богхеда.

В древнетретичную эпоху растительность на северных берегах Сибири имела достаточно ярко выраженный таежный облик. В этих лесах, наряду с хвойными лесами, в которых преобладала ель Воллосовича, могли встречаться и заросли серого ореха, несомненного реликта плиоценовой флоры. Сейчас остатки древнетретичных лесов в ископаемом состоянии встречены в низах разреза Приморской равнины. Так, в низовьях р. Омолоя В. Н. Сукачев (6), обработавший сборы К. А. Воллосовича из высокой террасы, сложенной песками с массой погребенных стволов деревьев, определил шишки *Pinus monticola* D. Don., *P. sp. (secto Pinaster)*, *Picea wollosowiczii* Suk., *Larix ex gr. sibirica* Ldb. (*fossilis*). Из тех же обнажений в 1949 г. автором дополнительно собраны шишки и древесина *Pinus cf. monticola* Daugl., *P. cf. sibirica*.

Конгломераты и песчанники о. Сардаак приурочены к древней долине р. палео-Кенгдэй, в верховьях которой (а также и на р. Омолое) имеются мощные валуно-галечниковые отложения с пластами и линзами лигнитов верхнетретичного возраста. Этим и определяются источники сноса, пути транспортировки, районы

аккумуляции и состав обломочного материала в сардаакском разрезе.

Выше по разрезу лежат мощная толща известняков, сланцев и мелководных кварцевых песков с морскими третичными двустворчатыми моллюсками *Cocculodiscus Moelleri* var. *macroptera* Grun., *C. cf. Stalioi*, *C. gemmatus* (Grun.) V. H., *Nematolites* sp., *Murex*, *Urosalpinx* var. *reticulata* Grun., *M. sulcata* var. *sibirica* Grun., *M. sulcata* var. *nisiviana* Grun., обломками *Centronia*, шаровидные морские губки и губчатковидные *Diopatra* *fossilis* var. *reticulata*. В верхних горизонтах песков третичные диатомовые выделяются в виде почти исключительно четвертичные пресноводные формы, характерные для южных берегов

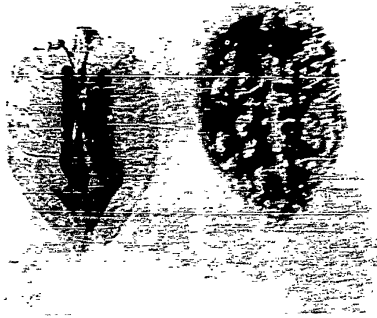


Рис. 2. Орехи *Juglans cinerea* L. *fossilis*, сардаакского разреза.

обломкам. Почти все перечисленные диатомы имеют в поперечнике 1—2 мкм. Они встречаются в разрезах и в том, же не исключены исключительности по переклещены на свет разреза на дне моря диатомов. На северном склоне горы Сардаак-Така (на обрывистых склонах) те же виды, принадлежащие к третичной флоре, развиты в известном конгломерате. Переклещены в поперечнике 1—2 мкм горизонтально расположенные известняковые слои с мелкой галькой и частыми прослойками тонкозернистых известняков песков. Пески в этом разрезе содержат также песчанниками ельки мелкого размера и мелкие обломки известняков третичного дельты.

Самые верхние горизонты сардаакского разреза являются песчано-галечниковыми конгломератами. Наибольшая их толщина вытупы и слои (до 10 м) вытупы, наиболее достигают 15 м. Пески в этих горизонтах имеют крупнозернистый и среднюю фракцию (до 5 мм) и содержат в себе много обломков известняков, морских моллюсков и других животных. В сардаакском разрезе встречаются также известняковые слои с мелкой галькой и частыми прослойками тонкозернистых известняков песков. Пески в этом разрезе содержат также песчанниками ельки мелкого размера и мелкие обломки известняков третичного дельты.

весьма широким распространением. Они слагают весь полуостров Буор-Хайа, между восточным берегом одноименной губы и низовьями р. Яны, и на юге вплотную граничат с дочетвертичными формациями хребта Кулар. Тем же осадками сложены наиболее крупные острова дельты рр. Лены и Оленек.

В самом конце древнечетвертичной эпохи впервые появляется мерзлота; ледная растительность отодвигается далеко к югу, уступая место тундровому ландшафту.

Средне- и новочетвертичные отложения (Q₂₊₃). Местами, например, на о. Хардаг и п-ове Эбэ-Баса в дельте р. Лены, древнечетвертичные пески размыты и в пологосклонных эрозионных депрессиях лежит серия осадков, с поразительным постоянством выдерживающаяся на обширных пространствах. В основании этого комплекса ниже уровня моря вскрыты шурфами аллювиальные галечники с обломками слегка минерализованной или лигнитизированной древесины, сверху обогащенные песчаным материалом с диатомовыми *Navicula*, *Stephanodiscus astreae* var. *minutula*. В других местах галечники замещены серыми мелкозернистыми песками, в верхней части незаметно переходящими в темные песчаные глины с диатомеями *Navicula*, *Pinnularia isostauron*, *Stephanodiscus astreae* var. *minutula*.

Глубина депрессий нам не известна. Можно предполагать, что меленное и значительное поднятие Приморской равнины в древнечетвертичное время завершилось оледенением, которое ограничивалось сравнительно небольшими размерами, не носило покровного характера и не распространялось в область Приморской равнины. По времени это оледенение должно отвечать максимальному.

Лежащий выше погребенный сфагновый торфяник, почти неразложившийся, как правило песчанистый, при высыхании длиноволокнистый и рыхлый, образован *Sphagnum fuscum* 15%, *Sph. sp. cuspidata* 30%, *Sph. squarrosum* 40%, *Sph. sp. cimbifolia* 5%; встречается пыльца *Alnus* 24%, *Betula* 40%, *Larix* 28%. Диатомовые представлены исключительно холодолюбивыми пресноводными формами. В ряде мест эти нижние торфяники мощностью 4—6 м относятся к образованиям низинных болот тундры или заростающих водоемов и состоят преимущественно из зеленых мхов с примесью осок, встречаются также корешки кустарников (ольхи, березки). Иногда сфагновые торфяники в верхней части содержат маломощный прослой песчано-галечного глинистого материала с пресноводными диатомовыми, выше которого в сильно разложившемся осоковом торфе со стеблями стелящихся кустарников обнаружена пыльца *Alnus* 16%, *Betula* 72%, *Larix* 12%, *Salix* 16%.

Всюду нижние торфяники перекрыты серыми тонкозернистыми кварцевыми песками, в отдельных прослоях сильно заилёнными, нередко с тонкими линзочками илистого материала, придающего пескам синеватый оттенок; примесь растительного детрита незначительная и неравномерная, редко образует тонкие линзовидные прослои, состоящие из скопления *Carex gracilis*, *C. limosa*, *C. stans*, *Callitriche triflorum*, *Drepanocladus verticosus*, *Equisetum limosum*; имеется пыльца *Alnus*, *Corylus*, *Compositae*, *Cyperaceae*, *Picea*, *Pinus* (*Diploxylon*), *Salix* и споры *Polypodiaceae*, *Bryales*, а из перерожденных (дочетвертичных) — *Leioditrites*, *Lonotritetes*, *Bryales*, *Equisetum*. В песках обычно косящая слоистость; в отдельных разрезах наблюдается сплошное окрашивание песков окислами железа. Мощность песков до 8—12 м.

Пески, в свою очередь, перекрыты верхним погребенным торфяником, почти неразложившимся, сильно песчанистым, местами с разрывом лежащим на слоях с *Picea wollossowiczii*. При высыхании торф становится рыхлым, длиноволокнистым; он состоит из *Camptothecium nitens* 5%, *Carex aquatica* 15%, *Drepanocladus intermedius* 20%, *D. verticosus* 50%, *Messea triquetra* 5%, неопределимых травянистых остатков 5%; встречаются ветки кустарников и пыльца *Picea* 3%, *Pinus* (*Diploxylon*) 13%,

Pinus (*Haploxylon*) 2%, *Betula* 6%, *Betula nana* 1%, *Alnus* 3%, *Salix* 1%, споры *Bryales* 38%, *Lycopodium* 4%, *Polypodiaceae* 3%, *Sphagnum* 6%, а также споры и пыльца дочетвертичных растений — *Coniferae* 10% и *Podocarpus* 1%, по-видимому в перерожденном состоянии. Для верхнего торфяника характерны, хотя и не всюду обязательны, ископаемые льды — клинья в морозных трещинах погребенной поли- и тетрагональной отдельности (рис. 3). Вершины клиньев как бы срезаны по контакту с подстилающими песками, а их широкие основания располагаются на одном относительном уровне под сильно разложившимся землянистым торфом, иногда с вертикально стоящими пнями хвойных деревьев до



Рис. 3. Дельта р. Лены. Ископаемые клиновидные льды в торфянике мамонтового горизонта. Фото автора.

0,3—0,4 м в поперечнике. Мощность верхнего торфяника — от 1,5 до 5 м.

Выше в разрезе лежит костеносный слой, представленный озерно-болотными суглинистыми осадками с костями и скелетами животных мамонтового комплекса. Для оттаявших грунтов этого слоя весьма характерен сильный трупный запах. Мощность суглинков — от 0,5 до 6 м.

Самым верхним горизонтом нормального разреза является растительный покров современной тундры, мощностью от 0,1 до 2,5 м, представленный торфом из *Acrocladum cuspidatum*, *Camptothecium nitens*, *Callitriche cordifolium*, *C. trifolium*, *Drepanocladus verticosus*, *Equisetum limosum* и остатков кустарников; встречаются кора *Larix*, имеется пыльца *Picea* 1%, *Pinus* (*Diploxylon*) 15%, *P.* (*Haploxylon*) 13%, *Betula* 22%, *Alnus* 2%, *Quercus* 4%, а также *Ericaceae* 8%, *Cyperaceae* 1%, *Myrtophyllum* 4%, споры *Bryales* 52%, *Lycopodium* 1%, *Polypodiaceae* 10%, *Sphagnum* 4% и пыльца дочетвертичных растений — *Coniferae* 5%, *Podocarpus*, *Lygodium*. Этот растительный покров является общим для костеносного слоя и массивных ископаемых льдов, на которых мощность его минимальна.

На Приморской равнине описанный комплекс осадков в недалеком прошлом подвергался размыву и на отдельных участках долинообразные депрессии оказались целиком выполненными наледными льдами, погребенными, как и костеносный слой, под растительным покровом современной тундры (рис. 4 и 5). Естественно, что подошва ископаемой паледа (массивных льдов) в зависимости от глубины эрозионного вреза, топографии дна и склонов долины будет представлять собой рельефную

поверхности, а на поперечном профиле через древнюю долину ископаемые льды будут чередоваться с грунтами, не содержащими льдов. Верхние торфяники, перекрывающий их костеносный слой и льды ископаемых наледей выделяются автором в самостоятельный «мамонтовый горизонт», занимающий вполне определенное положение в нормальном геологическом разрезе. Среди отложений Приморской равнины существует только один «горизонт» ископаемых льдов, причем не всегда обязательный для данной серии осадков депрессий. Имеются разрезы, в которых ископаемых льдов нет и костеносный слой подстилается толщей песков с тонкими прослойками наносного торфа. Ложное пред-

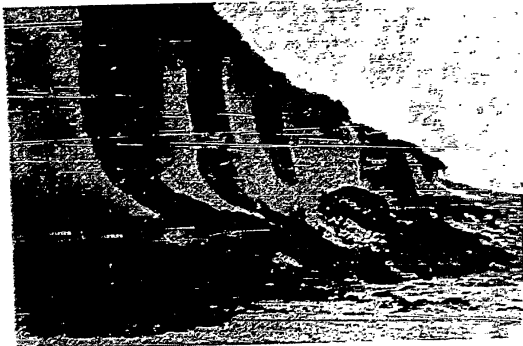


Рис. 4. Биковский полуостров. Ископаемая наледь и грязевые осадки в захороненных лесных руслах. Фото автора.



Рис. 5. Биковский полуостров. Ископаемая наледь и ледяные русла, выходящие грязевыми осадками. Фото автора, 1934 г.

ставление о двух «горизонтах» льда дает прослой грунта в наледи, свидетельствующий о частичном захоронении последней и почти всегда вызывающий появление «ледяной террасы» [5] на разрушающемся склоне. Двух горизонтов льда в одном обнажении до сих пор нигде не зафиксировано.

Нельзя забывать, что ледяные клинья в трещинах отдельности, в данном случае в торфянике мамонтового горизонта, в зависимости от плоскости естественного разреза могут иметь самые разнообразные и сложные очертания и в обнажениях по простиранию трещины будут казаться сплошным выходом ископаемого льда на протяжении многих сотен метров. Кроме того, вследствие строго ограниченного проникновения клина в глубину, такой выход льда легко может быть принят за второй «горизонт», лежащий в основании костеносного слоя вместо торфяника.

В ряде областей за пределами распространения аккумулятивных образований Приморской равнины мамонтовый горизонт может оказаться перекрытым морскими [4], ледниковыми и другими современными отложениями значительной мощности. В последних, безусловно, перетолженные остатки животных мамонтового комплекса не будут иметь стратиграфического значения.

Нижний торфяник, перекрывающие его пески и образования мамонтового горизонта могут быть отнесены к новочетвертичной эпохе. Во время зырянского оледенения (горного) Приморская равнина также не покрывалась льдами.

Отложения современного отдела четвертичной системы (Q₁). Современные четвертичные отложения в области дельты представлены осадками трех террас с абсолютными отметками уровней соответственно 12—15 м, 6—8 м и 2—5 м. В подавляющем большинстве случаев все террасы сложены песчаным тонкозернистым торфом, характерным для низинных болот тундрового типа, разбитым ледяными клиньями в морозных трещинах поли- и тетрагональной отдельности. Реже в разрезе террас преобладают неравномерно занятые кварцевые пески. В разрезах второй и первой (пойма) террас всегда присутствуют древесные остатки и стволы деревьев, среди которых преобладают хвойные породы, тогда как для третьей террасы плавниковый лес характерен только для поверхности, где он находится в полупогребенном состоянии.

К современным дельтовым отложениям относятся аккумулятивные образования в устьях проток восточной половины дельты р. Лены и устья Оленекской протоки. Здесь многочисленные песчаные острова — осушки — в сторону моря постепенно переходят в песчано-илстые отмели, осушающиеся во время отлива и сгонных ветров на многие километры. Начало формирования Приморской равнины относится к плиоцену, и уже в начале четвертичного периода на месте ныне существующего шельфа моря Лаптевых располагалась суша, северный берег которой примерно соответствовал изобате 100 м (78° с. ш.). В растительности того времени на равнине преобладали хвойные деревья, в том числе ель Волосовича и сопутствующие ей формы; из широколиственных пород, возможно, произрастал американский серый орех.

Медленное поднятие суши в конце древнечетвертичной эпохи привело к коренной перестройке речной сети на равнине и к возникновению ледников на возвышенностях. Впервые появилась «вечная» мерзлота.

Последующие колебательные движения в области ныне существующей шельф континентальной отмели завершились в конце новочетвертичной эпохи расчленением и разрушением Приморской равнины, северный берег которой тогда, по-видимому, не выходил за пределы изобаты 25 м. Дальнейшее опускание суши, совпавшее с потеплением климата и вызвавшее понижение верхней границы мерзлоты и глубокое смещение к северу ландшафтных зон, а также морская трансгрессия и катастрофи-

ческое разрушение скванных мерзлотой аккумулятивных образований Приморской равнины, надо полагать, послужили причиной массовой гибели мамонтовой фауны в их последнем убежище — на островах и побережье Полярного бассейна.

Большую роль в гибели последних мамонтов, происходившей значительно позже, могли играть бесчисленные ледяные русла на наледях, в которых попадавшие туда животные быстро захоронялись под грязевыми потоками, замораживались вместе с осадками, как в естественном холодильнике (без допущения каких-либо аномально низких температур грунтов того времени), и в таком виде сохранились до наших дней. К моменту накопления осадков третьей террасы фауна мамонтового комплекса полностью прекратила свое существование.

В современную четвертичную эпоху новое похолодание привело к восстановлению «вечной» мерзлоты, распространившейся на огромные площади Азиатского материка. За последнее столетие наблюдается новое потепление климата Арктики, медленное смещение ландшафтных зон к северу и усиление активности ледников на некоторых островах Полярного бассейна.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бруснев М. И. Отчет начальника экспедиции на Новосибирские острова дляказания помощи барону Толлю. Изв. Акад. наук, т. 20, № 5, 1904.
2. Воллосович К. А. Мамонт острова Большого Ляховского (Новосибирские острова). Зап. Минерал. общ., сер. 2, ч. 50, 1915.
3. Герц О. Ф. Отчеты начальника экспедиции Академии наук на Березовку для раскопки трупа мамонта. Изв. Акад. наук, сер. 5, т. 16, № 4, 1902.
4. Григорьев А. А. Об обследовании территории Якутии в четвертичный период. Труды Ком. по изуч. четв. периода, вып. 1, 1932.
5. Ермолов М. М. Геологический и геоморфологический очерк острова Большого Ляховского. Труды СОПС Акад. наук СССР, сер. якутская, вып. 7, 1932.
6. Сукачев В. Н. Некоторые данные о доледниковой флоре севера Сибири. Труды Геол. музея Акад. наук, т. 4, вып. 4, 1910.

Н. Н. УРВАНЦЕВ

ТЕКТОНИКА СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ НИКЕЛЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ И НЕФТЕНОСНОСТИ

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ТЕКТОНИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ

Северо-западная часть Сибирской платформы, в состав которой входит Норильский район, т. е. территория к западу от 92° в. д. до р. Енисей и к северу от 68° с. ш., отличается целым рядом геолого-тектонических особенностей, которые привели к образованию здесь крупного угленосного Норильского бассейна и еще более крупного медно-никелевого рудного поля.

По мнению автора (1950 г.), характерная особенность данного участка платформы заключается в том, что последняя здесь была окаймлена с двух сторон — с запада и севера — геосинклинально складчатого возраста. Хотя эта геосинклинальная складчатая структура в настоящее время и погребена под четвертичным плащом Западно-Сибирской низменности, но передовые, окраинные ее складки нередко переходят и на правобережье, обнажаясь в низовьях рр. Бахты, Нижней Тунгуски, Курейки, а в Норильском участке — в низовьях рр. Фокинной и Убойной.

Эта структура располагается к западу от р. Енисей в непосредственной близости от него, протягиваясь в меридиональном направлении от широты Подкаменной Тунгуски до широты г. Дудинки. Несколько севернее его, в районе Усть-Енисейского Порты, структура поворачивает на северо-восток, переходит на правобережье р. Енисей и уходит в этом направлении к восточному Таймыру. Этот поворот геоморфологически выражен крутым юго-западным коленом р. Енисей у Усть-Енисейского Порты и подтверждается как данными глубокого роторного бурения, так и региональными аэромагнитными съемками, проведенными сотрудниками Института геологии Арктики.

Буровые скважины в районе Усть-Енисейского Порты и р. Малой Хеты вскрыли под полого-складчатыми юрскими и меловыми отложениями интенсивно дислоцированные породы палеозойского и триасового возраста, на которые отложения юры и мела налегают с явлениями глубокого размыва и резкого углового несогласия. Породы палеозоя сильно уплотнены и метаморфизованы, по характеру приближаясь к породам складчатых зон [19]. Падение их широко варьирует в пределах от 20 до 80° и выше, а условия залегания столь изменчивы, что разрезы двух соседних скважин, расположенных на расстоянии даже нескольких сотен метров друг от друга, подчас не увязываются между собой. Например, в скв. № Р-11 под отложениями средней юры залегают силурийские туфы, лавы, доломиты и известняки с фауной ландовери-венлока, а в соседних скв. № Р-5, Р-6, 7, 10 и других — туфогеново-аргиллитовая толща нижнетриасового возраста.

Мезозойские — юрские и меловые породы образуют здесь пологую антиклиналь сундучного типа северо-восточного простирания, поступного характера, прослеживаясь на протяжении свыше 120 км от низовьев р. Малой Хеты к низовьям р. Сухой Дудинки и верховьям р. Агапы [19].

Региональными аэромагнитными съемками [4] установлено, что вдоль левого берега р. Енисей протягивается зона шириной 25—75 км положительных магнитных аномалий, которая в районе Усть-Енисейского Порты заворачивает на северо-восток, пересекает р. Енисей и уходит в северо-восточном направлении в пределы Таймырской депрессии. Эти аномалии совершенно подобны тем, которые наблюдаются и севернее, в пределах Таймырской складчатой зоны, где они вызваны присутствием силлов долеритов, собранных вместе с вмещающими их палеозойскими породами, в крутые складки восточно-северо-восточного простирания.

Не приходится сомневаться, что и аномалии Усть-Енисейского Порты отражают складчатость палеозойских пород, слагающих здесь фундамент мезозойской Усть-Енисейской впадины, соответствуя повороту этой структуры на северо-восток.

Малохетская юрско-меловая антиклиналь северо-восточного простирания также указывает на наличие такого поворота, являясь унаследованной структурой.

Некоторые исследователи [7] зону складчатости вдоль р. Енисей выделяют под названием Туруханского складчатого пояса салаирского возраста, считая его «слепой южной ветвью Таймырской структуры». Из изложенного выше видно, что возраст Приенсейской структуры в ее передовой — восточной — части, во всяком случае, герцинский и притом позднегерцинский, так как здесь дислоцированы не только пермские породы тунгусской серии, но и эффузивный комплекс несомненно триасового возраста.

Рассматриваемая территория в связи с окранным положением ее в северо-западном углу платформы в течение всего палеозоя, а отчасти с нижнего мезозоя отличалась значительной подвижностью, отражая согласно правилу А. Д. Архангельского [1] орогенические движения в окаймлявшей ее Приенсейской геосинклинали. Здесь, на платформе, имели место самые разнообразные движения — колебательные, складчатые и разрывные. Эти движения особенно усилились в конце палеозоя — в начале мезозоя в связи с общей инверсией геосинклинали и превращением ее в складчатое горное сооружение.

В это время колебательные движения в пределах северо-западной окраины платформы отличались особенно частой сменой направлений и нередко переходили в разломы, сопровождавшиеся обильными излияниями основной магмы. Тангенциальные напряжения вели к образованию окраинных и окаймляющих складок главным образом антиклинального типа. Глубокие разломы по краям платформы возникли также и при надвигании с опрокидыванием на нее складчатых сооружений геосинклинали, как это, например, имеет место в низовьях р. Нижней Тунгуски. При этом по краю платформы развивались мощные скальвающие усилия, сопровождавшиеся разрывами, проникавшими до подкоровых глубин, откуда потом поступали огромные массы основной, иногда сульфидоносной магмы.

В пределах рассматриваемого района выделяются следующие основные структурные элементы: Хантайско-Рыбинская валообразная структура северо-северо-восточного простирания, в средней части района; к западу от нее — краевой прогиб платформы, а к востоку — Тунгусская синеклиза. Последняя входит в состав описываемого района только северо-западной частью.

На фоне этих основных структурных элементов выступают структуры второго порядка, каковыми являются платформенные складки северо-северо-восточного простирания, переходящие на западе, в пределах крае-

вого прогиба, в окраинные. Кроме того, имеются и еще более молодые складки восточно-юго-восточного простирания.

Не менее широко, чем складчатость в северо-западной части платформы, развиты дизъюнктивные нарушения северо-северо-восточного простирания, с амплитудами от нескольких дециметров до многих сотен метров, нередко образующие целые зоны разломов сложного генезиса. Реже наблюдаются дизъюнктивные нарушения восточно-северо-восточного до восточно-юго-восточного простирания, более мелкие по масштабу и, возможно, в массе более молодого возраста.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРАТИГРАФИИ РАЙОНА

Изучение стратиграфии северо-западной окраины Сибирской платформы указывает на существование здесь прогиба в самом начале палеозоя.

Мощность пород верхнего кембрия достигает здесь 1400 м. Отложения среднего кембрия вскрыты только в верхней части, мощность которой несколько превышает 200 м, а породы нижнего кембрия не обнаружены. Однако мощность их устанавливается по геофизическим данным. По данным Д. Г. Успенского, глубина залегания фундамента платформы в Норильской долине у Вальки достигает 5000—5500 м. Буровой скважиной № С-1 здесь были вскрыты уходящая от эрозии нижняя половина отложений силура мощностью около 500 м и верхняя часть отложений ордовика мощностью около 300 м. Общая мощность ордовикских отложений в районе составляет 1100—1150 м, силурийских — 850—900 м. Таким образом, на долю кембрийских пород здесь приходится 3500—4000 м, из них на отложения среднего и нижнего отдела падает 2000—2500 м.

В юго-западной части платформы, по данным С. В. Обручева [14], мощность отложений нижнего кембрия достигает 900—1100 м, среднего — 950—1200 м, верхнего — 250 м, ордовика — 650 м и силура — 300 м.

В юго-восточной части платформы мощности осадочных толщ значительно меньше [5]: нижнего кембрия — 200—900 м, верхнего — 200—300 м, ордовика — 300 м и силура — около 200 м. Отложения среднего кембрия здесь отсутствуют.

Общая мощность отложений нижнего палеозоя в северо-западной части платформы составляет 5500—6000 м, в то время как на юго-западе ее она не превышает 3000—3500 м, а на юго-востоке достигает от 900 до 1700 м.

По фациальному составу в районе северо-западной окраины платформы преобладают карбонатные, главным образом, известняковые, породы и только в верхах кембрия — туколандийской, верхах ордовика — хантайской и верхах силура — норильской свиты появляются пестроцветные мергели и сланцы мелководья, что указывает на частичную регрессию моря в эти эпохи. Однако явление регрессии на северо-западе платформы выражено гораздо слабее, чем на юге ее, где средний кембрий отсутствует вовсе, а верхний представлен лишь красноцветной верхоленской свитой. В отложениях ордовика и силура красноцветные породы так же играют существенную роль.

Значительная мощность отложений нижнего палеозоя, непрерывность его разреза и преобладание известняковых фаши указывают на субгеосинклинальные условия, а следовательно, на наличие в северо-западной части Сибирской платформы глубокого прогиба, заложенного здесь уже к началу палеозоя. Этот прогиб, по-видимому, существовал по всей западной окраине платформы, но в южной части он был выражен много слабее.

Девонские отложения в северо-западной части платформы имеют мощность около 600 м и представлены мелководной и лагунной фашиями: красноцветными и пестроцветными сланцами с остатками рыб и пелеця-

под мергелями, гипсом и ангидритом, изредка прослоями песчанников и известняков, нередко доломитизированных. В бассейнах рр. Бахты и Курейки, в западной части платформы, по данным С. В. Обручева [14], мощность девонских отложений достигает 1000 м. Нижняя часть разреза представлена красно- и пестроцветными сланцами с остатками рыб, а верхняя — зелеными известковистыми породами, причем на р. Курейке последние надвинуты на пестроцветные сланцы. Свиты тех и других пород слагают северное крыло крупной антиклинали с падением крыльев до 25°.

Все это указывает на значительную регрессию девонского моря, что было связано с общим поднятием данного участка платформы и началом формирования здесь основного структурного элемента района — Хантайско-Рыбинского валообразного поднятия. При этом произошла миграция краевого прогиба к западу: восточной границей этого прогиба в настоящее время служит указанное Хантайско-Рыбинское поднятие.

В нижнекаменноугольное время поднятие вновь сменилось опусканием, так как его осадки представлены почти исключительно известняками с фауной турне и в меньшей степени вилзе. Возможно, впрочем, что трансгрессия началась еще в конце девона, так как в его верхах на р. Курейке появляются уже известняки с трубчатými кораллами [14].

Отложения морского палеозоя в северо-западной и западной окраинах Сибирской платформы заканчиваются вилезским ярусом. Выше их местами с явлениями размыва и скрытого углового несогласия, а местами согласно налегают верхнепалеозойские континентальные угленосные отложения тунгусской серии.

Разрывы и несогласия обусловлены интенсивным поднятием Хантайско-Рыбинской структуры, происходившим в конце вилезского времени и большей части намюрского, так как налегающая на отложения морского палеозоя нижняя — апсаканская свита тунгусской серии имеет в основном средне-каменноугольный возраст и местами, может быть, верхнеямюрский. Интенсивность размыва растет к ядру Хантайско-Рыбинской структуры, где из разреза выпадает толща мощностью до 1700 м. К периферии явления размыва постепенно затухают, так как на западе, в районе Кайеркана, и на востоке, в районе Имангды, угленосные отложения залегают непосредственно на известняках нижнего карбона. В связи с этим базальные конгломераты наблюдаются не везде. На Кайеркане, например, конгломераты чаще всего отсутствуют и тунгусская серия, сложенная здесь в низах аргиллитами и сланцами, залегает без перерыва на каменноугольных известняках. Последние сверху представлены брекчированными разностями, что указывает на явления сингенетического подводного оползания и размыва прибрежными течениями [13]. Тунгусская серия сложена, главным образом, аргиллитами, глинистыми и углистыми сланцами, углями, кварцево-аркозовыми, полимиктовыми и олигомиктовыми песчаниками, изредка известняками и мергелями.

Эта серия разделена В. А. Хахловым на пять свит: апсаканскую — среднекаменноугольного возраста, рудинскую — верхнекаменноугольного, шмидтинскую — нижнепермскую, кайерканскую — верхнепермскую и амбарнинскую — пермтриасовую [22].

Песчаный материал и угли преобладают в пермских свитах, тогда как в каменноугольных господствуют глинистые породы, а в апсаканской есть тонкие прослои мергелей и известняков. Амбарнинская свита — преимущественно туфогеново-сланцевая, что указывает на начало интенсивной вулканической деятельности в это время. Угольные пласты присутствуют главным образом в свитах пермского времени — кайерканской и шмидтинской, но иногда появляются и в верхней части разреза рудинской. Апсаканская (самая нижняя) и амбарнинская (самая верхняя) свиты углей не содержат.

В районе Кайеркана, в нижней половине шмидтинской свиты установлена солоноватоводная фауна (*Postdonomya* и *Spirorbis*). Амбарнин-

ская, кайерканская и шмидтинская свиты отделены друг от друга конгломератами с признаками размыва. Прослои и линзы конгломератов и внутрiformационные размывы отмечаются также внутри пермских свит: шмидтинской и кайерканской.

В целом отложения тунгусской серии отличаются высокой фацальной изменчивостью, в породах этой серии угли замещаются не только сланцами, но и песчаниками. В связи с этим установление синонимии угольных пластов разных месторождений представляет большие трудности и возможно только по флоре.

Мощность тунгусских отложений к западу от Хантайско-Рыбинского поднятия непрерывно растет. В районе Кайеркана она достигает почти 400 м, а еще западнее, по р. Фокиной, — 450 м и более. Преобладание в верхней части серии — пермских свитах — аркозовых и других, нередко грубозернистых, песчаников большой (до 25 м) мощности; обломочный, подукатанный характер материала; присутствие прослоев и линз гравия, галечников и конгломератов придает этим отложениям молассовый облик, характерный для областей краевых прогибов в переходных зонах от платформ к геосинклиналям. Существование краевого прогиба на северо-западе и западе Сибирской платформы подтверждается также широким развитием здесь подводных оползневых явлений (21), что, как известно, характерно именно для областей краевых прогибов [13].

Наличием краевого прогиба и объясняется рост мощности угленосных отложений к западу от Хантайско-Рыбинской структуры, достигая в районе р. Фокиной уже 450 м. Можно полагать, что еще западнее, у р. Енисея, она может возрасти до многих сотен метров.

Увеличение мощности тунгусской серии прослеживается также в восточном направлении от Хантайско-Рыбинского поднятия, достигая в районе Имангды уже 450 м, что обусловлено, как это будет видно ниже, существованием здесь прогиба, составляющего северо-западную часть обширной Тунгусской синеклизы. В направлении к этой синеклизе также следует ждать дальнейшего увеличения мощностей пород тунгусской серии, но едва ли так значительно, как на западе, в зоне краевого прогиба.

Что касается зоны Хантайско-Рыбинской валообразной структуры, то в связи с ее поднятием в каменноугольное и пермское время, в пределах ее угленосные осадки, вероятно, не отлагались. Здесь вместо седиментации в это время происходила размыв. К востоку от Хантайско-Рыбинской структуры угленосные отложения, залегающие в пределах Тунгусской синеклизы, входят в состав Нижне-Тунгусского угленосного бассейна, в то время как к западу от поднятия, в пределах Прельденейского краевого прогиба, располагается другой, тектонически вполне самостоятельный, угленосный бассейн — Норильский.

Выше отложений тунгусской серии, на разных ее горизонтах, то согласно, с переходами через туфогеновые породы, то с явлениями размыва и скрытого несогласия залегает третий комплекс покровных образований платформы — туфолавовый.

В районе г. Норильска, например, эффузивные породы лежат на средней части шмидтинской свиты, кончающейся здесь мощной толщей кварцево-аркозовых песчаников, в верхней части отложений которых появляется примесь туфового материала. Местами количество его возрастает настолько, что породы переходят в туфопесчаники. Выше залегают туфы и туфобрекчии, впрочем, небольшой мощности, а еще выше базальтовые лавы, представленные спилитами. Таким образом, первое извержение траповой магмы в районе Норильска имело место еще в середине нижней перми.

Несколько восточнее, в районе Норильска II, в кварцево-аркозовых песчаниках той же нижней половины шмидтинской свиты присутствует галька свежего базальтового порфирита, совершенно схожего с порфиритами туфолавового трапового комплекса. Здесь же, в туфитовом прослое, в основании эффузивов еще в 1932 г. Б. Н. Рожковым было

найден филоподо, по определениям Б. И. Чернышева, представляемая формой *Leia tricarinata* Meek et Worth [17] верхнекаменноугольного возраста. Следовательно, отдельные вспяшки траппового вулканизма происходили еще в конце карбона, т. е. в начальные стадии формирования тунгусской серии. Вулканизм проявился, по-видимому, на всей территории западной окраины Сибирской платформы, на что указывает, по данным С. В. Обручева [14], присутствие мелких обломков порфиритов в песчанниках нижней части разреза тунгусской серии по рр. Ангаре и Подкаменной Тунгуске.

В районе Кайеркана тунгусская серия кончается амбаринской свитой, имеющей пермтриасовый возраст. В ее составе примесь туфового материала играет существенную роль, в то время как в пределах нижележащих свит — кайерканской (верхнепермской) и шмидтинской (нижнепермской) — количество туфового материала незначительно. Эффузивные отложения начинаются здесь покровами двуполовошпатовых порфиритов, обнаруживающими следы субзарального выветривания и налегают местами со следами размыва на подстилающую амбаринскую свиту.

Стратиграфически несогласное наложение эффузивов на подстилающие тунгусские отложения отмечено также и в районе Имангды. Эффузивные отложения, перекрывающие шмидтинскую свиту в Норильске, представлены спилититами. В других местах северо-западной части Сибирской платформы спилититы чаще всего отсутствуют, и комплекс начинается двуполовошпатовыми порфиритами, которые, в случае если они лежат на более древних, чем амбаринская свита, горизонтах тунгусской серии, отделены от нее размывом, иногда с прослоем конгломерата.

Выше двуполовошпатовых порфиритов располагается горизонт туфов, туфопесчаников, иногда с пластом угля, мощность которого местами, как на Имангде, достигает промышленных размеров. Над туфитами, по данным М. Н. Годлевского, лежит пачка толентовых базальтов, выше которых следует мощный, до 400 м на юге района, горизонт полифировых и афировых базальтов с прослоями плагиоклаз-витрофирных андезит-базальтов. Этот горизонт перекрыт в Норильске пачкой покровов пикритовых базальтов, иногда, как это наблюдается в районе горы Черной, частично размытых.

На пикритовых и полифировых базальтах с явлениями размыва и, возможно, скрытого несогласия лежит туфопесчаный и туфовый пирокластический горизонт, начинающийся конгломератами с галькой кварца, кварцита, кремнистых пород, базальта и окремненного туфа. Этот горизонт перекрыт мощной (до 500 м) пачкой толентовых базальтов, за которыми следует изменчивый по мощности горизонт порфиритовых и витрофирных базальтов с прослоями туфогенных песчаников. Последние в районе Хантайского озера местами содержат флору, по заключению В. А. Хахлова, юрского возраста.

Таким образом, в разрезе эффузивного комплекса северо-западной части Сибирской платформы намечаются четыре вулканических цикла [22]: наиболее древний из них — спилититовый — имел пермский, преимущественно верхнепермский возраст, а начало его восходит, по-видимому, еще к концу карбона. Отложения этого цикла развиты далеко не всюду. Чаще они отсутствуют, свидетельствуя о локальном, спорадическом распространении вулканизма в это время. Излияния были главным образом подводными. Второй и третий циклы отделены друг от друга значительным перерывом и, вероятно, скрытым угловым несогласием. Каждый цикл начинается с более кислых толентовых базальтов и кончается более основными полифировыми и пикритовыми разностями. Отсутствие спилититов лав говорит о наземном характере излияний.

Четвертый цикл представлен неполностью, вследствие эрозии верхних горизонтов; возраст его, судя по флоре, юрский. На юрский возраст верхов эффузивного комплекса на западной окраине Сибирской платформы указывает и Г. Г. Моор [12], основываясь на находках в туфах по

р. Нижней Тунгуске остатков древесины, определенной А. В. Ермоленко как *Cypressinaxylon*.

Наиболее широко на северо-западной окраине Сибирской платформы развиты отложения второго и третьего циклов, мощность которых достигает местных орудий метров. Второй цикл по возрасту нижнетриасовый, что касается третьего, то он может быть отнесен уже к среднему или даже верхнему триасу. Г. Г. Моор [12] отмечает, что в районе р. Нижней Тунгуски нижние горизонты эффузивного комплекса с нижнетриасовой флуорой имеют падение до 50—60° и перекрыты горизонтально лежащей толстой лав. Это дает основание полагать, что здесь тектонические движения происходили и после нижнего триаса, закончившись, может быть, лишь к началу юры.

ГЛАВНЫЕ ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Наиболее древней по возрасту структурой северо-западной окраины Сибирской платформы является ее Предкейсерский краевой прогиб. Как субгеосинклинальный прогиб он сформировался еще в самом начале палеозоя, т. е. может быть, даже в синикийский период. В это время субгеосинклиналь занимала всю западную часть платформы, распространяясь достаточно далеко на восток, по меньшей мере, до 92° в д.

В нижнем девоне началось формирование Хантайско-Рыбинской структурной структуры, в связи с чем субгеосинклинальный нижнепалеозойский прогиб значительно сократился в размерах, мигрировав на запад. Вследствие этого его границей на востоке стали западные склоны Хантайско-Рыбинской структуры в пределах 87—88° в д.

Западной же границей этого прогиба является Пренеисейская складчатая зона, край которой, по данным региональных аэромагнитных съемок и роторного бурения, проходит примерно в 49—50 км к западу от р. Енгая и пересекает эту реку примерно под 66°30' с. ш., т. е. между Дудинкой и Усть-Енисейским Портом.

Хантайско-Рыбинское поднятие является важнейшим тектоническим элементом северо-западной окраины Сибирской платформы. Формирование этой структуры происходило в течение всего среднего и верхнего палеозоя и нижнего мезозоя, охватывая огромный диапазон времени; что, конечно, ярким отпечаток на геологическое строение данной части Сибирской платформы.

К востоку от Хантайско-Рыбинской структуры, по гразиметрическим наблюдениям георазведки Норильского Комбината Г. Ф. Великогодского и Г. Н. Сивостяковой, обнаруживается общее погружение фундамента платформы на восток. Здесь начинается тот грандиозный прогиб в глыбе Сибирской платформы, который еще Н. С. Шатский [25] выделен под названием Тунгусской впадины, впоследствии получившей название синеклизы. Самая северная ее часть морфологически выражена обширным тазовым полем плато Путорана.

Границей ее служат восточные склоны Хантайско-Рыбинского поднятия, а морфологически — западные склоны плато Севера, протянувшиеся между 89—90° в д. Северная часть Тунгусской синеклизы на восток простирается примерно до бассейнов рр. Аякля и Боярки, т. е. до тринии лавового поля Путорана (98° в д.). Ширина ее здесь составляет около 275 км. Формирование Тунгусской синеклизы, так же, как и Хантайско-Рыбинского поднятия, следует ставить в связь с началом погружения Анабарского купола, и, стало быть, оно восходит еще к нижнему триасу. По существу, северную часть Тунгусской синеклизы надо трактовать как предкуловошпатовый прогиб Анабарского поднятия, которое едва ли можно рассматривать в качестве антиклизы.

Итак, в пределах северо-западной окраины Сибирской платформы, начиная с девонского времени, сформировались и развивались в течение остальной части палеозоя и в триасе Предкейсерский краевой прогиб;

ограничивающее его с востока Хантайско-Рыбинское валообразное поднятие, которое отделяет прогиб от остальной части платформы, и северная часть Тунгусской синеклизы. Последняя является тектоническим элементом платформенного характера, между тем как Предъенисейский прогиб и Хантайско-Рыбинское поднятие носят черты перехода к складчатым структурам и формировались в сложной обстановке взаимодействия радиальных колебательных и тангенциальных складкообразующих движений, причем колебательные движения, подчас даже по соседству, могли иметь разные знаки, как это, например, установлено В. В. Ламакинским [9] для четвертичных движений по берегам озера Байкал.

Тектонические складчатые движения на северо-западной окраине Сибирской платформы начали проявляться еще в девоне, а затем, усиливаясь, достигли максимума, видимо, в конце палеозоя. Судя по ступеням формирования Хантайско-Рыбинского вала, перерывам в отложении тунгусской серии с явлениями разрывов и отложением конгломератов, наличию вулканических циклов и другим фактам, поднятия и пикативные движения на северо-западной окраине платформы имели место в конце нижнего карбона; на границе верхнего карбона и нижней перми, в верхней половине нижней перми; на границе нижней перми с верхней, в середине верхней перми; в конце ее; в начале триаса и в середине его (табл. 1). Все эти тектонические движения представляли единый прерывисто-непрерывный процесс и несомненно являлись, по праву А. Д. Архангельского [1] отражением складчатых движений в прилегающей с запада Приенисейской геосинклинали. Смещение во времени тектонических фаз на платформе здесь едва ли имело место, так как данный участок платформы находится в непосредственном соседстве с геосинклиналью.

В целом перечисленные выше тектонические движения северо-западной окраины Сибирской платформы относятся к герцинскому циклу, кроме триасовых, которые по классификации Штилле [2] должны быть отнесены уже к альпийскому циклу. Однако столь резко разрывать по существу единый тектогенез не следует. Герцинские движения на окраине Сибирской платформы и в Приенисейской геосинклинали, очевидно, затян timer больше обычного, захватив и триас. Поскольку такой триасовой фазы в герцинском цикле в литературе не указывается, автор предлагает выделить ее для северо-западной окраины Сибирской платформы и прилегающей к ней части Приенисейской геосинклинали, назвав енисейской фазой герцинского тектонического цикла.

Хантайско-Рыбинское валообразное поднятие

Как уже отмечалось, важнейшим структурным элементом северо-западной окраины Сибирской платформы является Хантайско-Рыбинская структура, представляющая пологое антиклинальное поднятие, которое тянется в юго-юго-западном направлении вдоль Пранорильской ледниковой долины, от северных окраин платформы до бассейна р. Курейки. Простирание структуры северо-северо-восточное 20—30°, падение крыльев 7—10°, причем восточное крыло круче западного.

На севере структура плавно погружается в сторону Усть-Енисейской впадины, где углы падения в долине р. Микчанды, по наблюдениям В. С. Домарева, снижаются до 3—5°. На юге Хантайско-Рыбинская структура пересекает р. Хантайку, примерно, в 110 км от ее устья, с тем же северо-восточным простиранием 20—30° протягивается далее в бассейн р. Кудюмбэ, возможно, погружаясь или затухая где-то на водоразделе с р. Курейкой. В верховьях р. Тукюланды наблюдается некоторое погружение структуры, а у истоков р. Норильской из Мелкого озера — ее поднятие. Такие колебания обусловлены, по-видимому, наложением на данную структуру более молодой складчатости восточно-юго-восточного простирания.

В целом размеры Рыбинско-Хантайской антиклинальной структуры

достигают 300—350 км в длину и 100—120 км в ширину, причем южные ее пределы еще не могут считаться окончательно установленными.

Ядро структуры сложено наиболее древними породами покрова платформы, а именно среднего и верхнего кембрия, а крылья к периферии последовательно все более и более молодыми отложениями ордовика, силура, девона, нижнего карбона и, наконец, тунгусской серии и эффузивным комплексом.

Учитывая, что в ядре мощность вскрытой части кембрия достигает 1600 м, мощность отложений ордовика и силура 1900—2000 м, падение пород в крыльях будет в среднем 7—10°. Восточное крыло при этом несколько круче — около 10°, а западное положе — 6—7°, так как на востоке девонские отложения на крыле складки обнажаются в 20—25 м от ее оси, а на западе в 35—40 км. Таким образом, данная структура в поперечном направлении имеет асимметричное строение с более крутым восточным крылом, что свидетельствует о ее формировании не только в результате вертикальных восходящих усилий, как это имеет место в случае поднятий на Русской платформе [3], но и под влиянием тангенциальных напряжений, причем давление, очевидно, шло с запада-северо-запада, т. е. со стороны Приенисейской геосинклинали. Поэтому Хантайско-Рыбинскую структуру едва ли возможно полностью приравнивать к валу Русской платформы, тем более, что и углы падения ее крыльев необычно велики для вала. Вернее считать ее за валообразную окраинную платформенную структуру, развивавшуюся в сложной обстановке восходящих вертикальных и складкообразующих горизонтальных усилий, причем временами преобладали те те, то другие.

По возрасту Хантайско-Рыбинская структура — образование достаточно древнее, что ясно хотя бы из того, что осадки тунгусской серии по направлению к ее оси ложатся на все более и более древние породы. В районе Кайеркана, в 50 км от оси структуры, они залегают на известняках нижнего карбона; в районе гор Шмидта и Надежды — в 40 км, на известняково-мергельных породах среднего девона; в районе горы Черной в 30 км, на нижней части разреза девонских отложений; в районе реки Омнутах, в 20 км, на породах силура, и, наконец, в районе горы Апсекаан в 15 км, на ордовике. Таким образом, Хантайско-Рыбинская структура существовала еще до отложения тунгусской серии, возраст низов которой — апсекаанской свиты — В. А. Халловым определяется как средние и даже частью нижнекаменноугольный.

Следовательно, к началу отложения тунгусской серии структура не только существовала, но уже полностью была эродирована, причем на протяжении 30 км, от Кайеркана до горы Апсекаан, были смыты морские отложения карбона, девона и силура, т. е. толща пород мощностью около 1700 м. На основании этого можно предполагать, что падение крыльев структуры дотунгусского времени составляло 3°. Однако структура продолжала формироваться и в последующее, посттунгусское время и, как это устанавливается в настоящее время, углы падения ее крыльев теперь достигают 7—10°.

Полностью восстановить историю тектонического развития Рыбинско-Хантайского сооружения, за недостатком материала, еще нельзя, но выделить несколько основных этапов ее формирования все же можно. Зарождение этой структуры, по-видимому, относилось еще к девону, судя по тому, что мощность отложений этого времени в направлении к осевым частям Рыбинско-Хантайской складки уменьшается. В районе Норильска, в 40 км от оси, она достигает 515 м, а в районе Имангды (в 25 км) она не превышает 400 м. Однако в это время структура, едва ли, была выведена на дневную поверхность, так как следов перерыва среди девонских осадков по северо-западной окраине платформы никак не отмечено.

Судя по выпадению нижнего девона на западных склонах Анабарского купольного поднятия, где отложения среднего и верхнего девона, по наблюдениям Ю. М. Шейнманна, залегают на размытой поверхности

ордовикских и силурийских образований, возникновение этого структурного элемента платформы восходит также к девону.

Таким образом, Хантайско-Рыбинское антиклинальное сооружение принадлежит, наряду с Анабарским поднятием и Тунгусской синеклизой, к основным структурам Сибирской платформы, отделяя на северо-западе ее Тунгусскую синеклизу от краевого Преденейской прогиба.

Вторым и притом важнейшим этапом формирования Хантайско-Рыбинской структуры является вышеописанное поднятие и складкообразование в конце нижнего карбона, когда возникла пологая складка, выведенная на дневную поверхность и затем подвергшаяся длительной эрозии, так что в замке складки оказалась смытой толща пород мощностью до 1700 м. Это поднятие явилось одной из причин общего отступания моря, которое имело место в северо-западной части Сибирской платформы в конце визе и которое, в свою очередь, было обусловлено начальной стадией тектонических движений в Приенейской геосинклинали. Поднятия и последующий размыв Хантайско-Рыбинской структуры, судя по значительной мощности эродированных пород, продолжались и в намюре, в конце которого, по данным В. А. Халлова, началось отложение тунгусской серии.

Редкие прослойки кварцево-аркозовых и полимиктовых песчаников встречаются, как известно, уже в самых низах тунгусской серии — ансеканской свите, что подтверждает нашу мысль о начале орогенических движений в Приенейской геосинклинали в конце нижнего карбона. Начавшаяся здесь инверсия вывела часть пород на дневную поверхность, где они подверглись эрозии со сносом обломочного материала на восток в сторону краевого прогиба. Судя по составу песчаников, это были кислые изверженные и метаморфические породы, вероятно, входившие в состав древнего каледонского сооружения, о чем пишет М. К. Корвин [7], которое позднее оказалось переработанным герцинскими движениями.

Третье складкообразование и поднятие имело место в конце верхнего карбона и начале нижней перми, что устанавливается по присутствию своеобразных известняковых песчаников, обнаруженных П. С. Фоминным в верхах рудниковской свиты (С₂) и низах шмидтинской (Р₁) в районе горы Дуго и массива Ден, между озерами Кета и Хантайским.

Эти песчаники вместо кварцево-палевошпатового обломочного материала содержат обломочки известняка до 0,2 м в поперечнике, которые в силу их малой твердости и относительно хорошей растворимости не могли быть принесены издалека, а, несомненно, образовались за счет разрушения карбонатных пород близлежащей Приподнятой над заболоченной местностью гряды, которая отделяла западную, Каферканскую часть Норильского каменноугольного бассейна от восточной, Имангдинской части, входящей в состав Нижне-Тунгусского бассейна.

Четвертая фаза пикативных движений и поднятия, судя по размыву верхов шмидтинской свиты (Р₁) и отсутствию каферканской (Р₂) в районе Норильска, началось во второй половине нижней перми и продолжалось, видимо, в течение верхней. Насколько оно было велико по амплитуде, сказать затруднительно. Во всяком случае к его началу, в середине нижней перми, структура третьей фазы была полностью эродирована, и Норильский район представлял обширную область угленакпления, когда сформировались мощные верхние угольные пласты Елового Камня. Норильска, Имангды и восточных склонов Норильского плато.

Дальнейшие движения Хантайско-Рыбинской структуры происходили уже после отложения тунгусской серии, в вулканический период жизни платформ. Этот период также состоит из нескольких этапов, разделенных явлениями размыва и затухания вулканической деятельности.

Наиболее четко прерыв выражен в отложении, так называемой, второго туфогенового горизонта, в основании которого залегают конгло-

мераты с галькой кварцевых пород, диабазов, песчаников и известняков. Возраст этих движений соответствует, примерно, концу нижнего триаса — началу среднего. Менее ясно проявляется поднятие в самом начале триаса, когда после отложения амбаринской свиты второму эффузивному циклу предшествует отложение туфопесчаного горизонта небольшой мощности.

Этапы складчатости и поднятия сопровождалась, как видно из сказанного, перерывом в вулканической деятельности, что указывает на существование в это время сжимающих тангенциальных усилий, закрывавших трещинные каналы, по которым поступали магматические массы с глубины. В последующее время вулканическая деятельность возобновлялась, что свидетельствует о раскрытии как старых трещин, так и об образовании новых, вследствие смены сжатия растяжением, что вызывало смену поднятия явлениями прогиба и оседания, о чем в свое время писал Ф. Ю. Левинсон-Лессинг [10], а несколько позднее — А. А. Полканов [16].

ПЛАТФОРМЕННЫЕ СТРУКТУРЫ ВТОРОГО ПОРЯДКА

На фоне основных структурных элементов северо-западной окраины Сибирской платформы, заложенных в самом начале герцинского времени (а краевой Преденейский прогиб еще ранее — в каледонское и салаирское время), здесь развиваются более поздние, подчиненные им структуры второго порядка. К ним относятся пологие, платформенного характера прерывистые окраинные складки северо-северо-восточного простирания и еще более молодые, прерывистые складки восточно-юго-восточного, до восточно-северо-восточного простирания.

Прерывистые складки северо-северо-восточного простирания

Складчатость северо-северо-восточного простирания с азимутами 20—30° представляет системы параллельных полос прерывистых складок.

Каждая полоса состоит из нескольких брахиструктур, последовательно цепью сменяющих друг друга по простиранию. Наиболее ясно, как обычно на платформе, выражены брахиантиклинали, в то время как брахисинклинали весьма расплывчаты и представляют скорее переходные зоны вкрест простирания от одной брахиантиклинали к другой.

Проявление северо-северо-восточной системы складчатости усиливается к западу, в сторону Приенейской геосинклинали, и слабеет к востоку, вглубь платформы. Наиболее четко поэтому она выступает на западном крыле Хантайско-Рыбинской структуры и в пределах Преденейского прогиба. Здесь, по краю платформы имеются уже вполне оформленные складки с углами падения до 25°, прослеживающиеся на протяжении десятков километров, а цели их на 100—150 км и более, несмотря на значительное развитие четвертичного покрова.

На восточном крыле Хантайско-Рыбинского поднятия брахиантиклинали имеют углы падения крыльев не свыше 10°, обычно же 5—6°, они прослеживаются не более как на 10—15 км по простиранию и представляют чаще всего короткие одиночные складки, очень редко группированные в цепи.

Наиболее значительной из складок северо-северо-восточной системы является антиклинальная структура, прослеживающаяся от сел Плахино по р. Енисею до рр. Фокиной и Дудинки и еще далее до истоков р. Пясины из Пясинского озера. Хотя на этом протяжении и нет непрерывных обнажений, а встречаются лишь отдельные участки выходов коренных пород, главным образом по долинам рек, все же сопоставление материалов геологических и геофизических съемок позволяет выявить структуру вполне надежно. И по данным геологии, и по материалам геофизики она имеет общее погружение на север.

В районе сел. Плахино у мыса Каменный Бык на р. Енисее в ядре структуры выступают верхнепротерозойские (синийские?) филлиты, известково-глинистые песчаники и известняки, собранные в ряд мелких антиклинальных складок северо-северо-восточного простирания с углами падения 25—40° и выше [11]. Ниже по реке (в 10 км) по простиранию обнажаются уже нижнепалеозойские известняки, образующие антиклиналь того же простирания с падениями крыльев 25—40°, причем восточнее из них более крутое.

В низовьях р. Убойной к этой же структуре относятся обнажения известняков ордовика с падением пород под углом 15—30° [11]. И, наконец, сюда же принадлежит антиклинальная складка северо-северо-восточного простирания в нижнем течении р. Фокиной, у устья р. Серебряной, сложенная в ядре породами девона, а на крыльях морскими отложениями нижнего карбона, тунгусской серией и эффузивами. Падения крыльев 15—25°, причем и здесь восточное крыло круче западного.

Далее, к этой же структуре следует относить выходы тунгусской серии по р. Дудинке и Дудинскому Ергалаку у порогов, с падением пород на восток 10—15° [20]. Еще севернее к ней же относятся выходы тунгусской серии у озера Долгого по юго-западной оконечности Пясинского озера и, наконец, выходы пород девона, тунгусской серии и эффузивов у Голомоя (истоки р. Пясинны из Пясинского озера), вскрытые шурфовыми работами Гидропроекта. Более глубокие здесь, чем у озера Долгого, горизонты свидетельствуют о начале вздымания структуры по направлению к северу.

Принадлежность всех перечисленных участков коренных пород к единой структуре антиклинального поднятия хорошо подтверждается материалами гравиметрических и магнитных съемок Норильского Комбината. По этим данным, на всем протяжении от сел. Плахино на северо-северо-восток до южной части Пясинского озера и далее до впадения р. Дудыпты в р. Пясину, а затем на северо-восток вдоль правобережья р. Дудыпты протягивается зона положительных аномалий силы тяжести. В районе Плахино она достигает +50 мгл, по р. Фокиной у устья р. Серебряной +30 мгл, а у южного берега Пясинского озера снижается до +10 мгл. К северу от озера аномалия вновь усиливается, достигая у сел. Кресты при устье р. Дудыпты +14 мгл, а по правобережью р. Дудыпты в среднем ее течении возрастает до +50 мгл.

Г. Ф. Велиходский считает, что зона положительных аномалий сел. Плахино — р. Фокина — р. Дудинка представляет поднятие, подобное Хантайско-Рыбинскому валу, с чем нельзя согласиться. Хантайско-Рыбинская структура — сооружение древнее, дотунгусского времени. Это неоспоримо доказывается наличием ее глубокого размыва еще в конце нижнего карбона.

Между тем, в пределах Фокинской антиклинали, расположенной как раз в зоне положительных аномалий +27 — +28 мгл и, следовательно, представляющей часть крупного поднятия Плахино—Фокина, следы размыва морского палеозоя отсутствуют. Здесь вполне согласно породы девона сменяются морскими отложениями нижнего карбона, на которые налагает тунгусская серия, перекрывая, в свою очередь, эффузивным комплексом. Возраст этой структуры, следовательно, относительно молодой — триасовый, поскольку в фокинской складке дислоцирован и эффузивный комплекс.

Плахино-Фокинско-Дудыптскую структуру следует рассматривать как краевую платформенную складчатость триасового времени, по-видимому, предшествовавшую образованию Усть-Енисейской впадины на границе триаса и юры. При этом произошла дальнейшая миграция Преденейской прогиба на запад, вследствие чего в мезозое его границей на востоке стала Плахино-Фокинско-Дудыптская складка, тогда как в верхнем палеозое такой границей была Хантайско-Рыбинская валовообразная структура.

Плахино-Фокинская структура является, таким образом, окраинной антиклинальной ранне-мезозойской складкой достаточно сложного строения. Эта структура погружается на северо-северо-восток с максимумом погружения, судя по геофизическим данным, в южной части Пясинского озера, после чего начинается новое ее вздымание в направлении истоков р. Пясинны и устья р. Дудыпты.

Структура, по-видимому, является прерывистой, но хорошо сформированной, с чертами линейности, что характерно для переходной зоны от платформы к геосинклинали.

Граница переходные структуры В. В. Белоусов [2] выделяет под названием «промежуточной складчатости».

К югу от зоны положительных аномалий среднего течения р. Дудыпты располагается обширное поле отрицательных аномалий — до 30 мгл и ниже. Это поле к югу сливается с обширной зоной отрицательных аномалий северной части Тунгусской синеклизы, являясь ее естественным продолжением на север. Таким образом, область положительных аномалий среднего течения р. Дудыпты представляет окраинную складку Сибирской платформы в зоне ее перехода к Приенсейско-Таймырской геосинклинали и является естественным продолжением на северо-восток Плахино-Фокинской структуры.

Граница платформы на севере проходит, таким образом, несколько севернее среднего течения р. Дудыпты, вероятно, к югу от 72° с. ш. Мезозойские отложения, судя по выходам отложений мела по р. Икону и у сел. Волочанки, здесь довольно далеко заходят в пределы платформы, дальше, чем на западе, в районе Дудинки. Вместе с тем, можно предположить, что Приенсейская складчатость на севере сливается с Таймырской, образуя единую обширную Приенсейско-Таймырскую складчатую зону.

К востоку от Плахино-Фокинского антиклинального поднятия располагается ряд прерывистых пологих антиклинальных складок с синклинальными погружениями между ними, общего северо-северо-восточного простирания. К востоку, как указывалось, складчатость становится все менее и менее отчетливой. Наиболее ясно выражена соседняя на западе с Плахино-Фокинской структурой парная складка Кайеркана-Норильска, прослеживающаяся к югу в виде прерывистой цепи через все Норильское плато до р. Хантайки и, возможно, еще далее на юг.

Антиклиналь, расположенная в районе Кайерканского угольного месторождения, выражена вполне отчетливо, в то время как синклиналь, лежащая в пределах гор Шмидта, Надежды и Рудной, довольно расплывчатая.

Падение крыльев антиклинали у Кайеркана составляет 8—10°, простирание оси северо-восточное 30—35°, складка погружается на юг. По этой причине в 15—16 км к югу складка, замыкаясь, прерывается и по-является снова в 10—12 км к югу, в бассейне р. Южный Ергалак. Ее простирание здесь северо-восточное 20—25°, падение крыльев 10—12°. Далее к югу складка вновь замыкается, но через 12—15 км опять обнаруживается в бассейне р. Дудинки, несколько ниже устья р. Чибичете, с падением крыльев 8—9° и северо-восточным простиранием 20—30°. Южнее Дудинки складка еще раз пропадает и снова появляется в верховьях р. Фокиной и Убойной, а потом в низовьях р. Хантайки все с тем же простиранием оси и падением крыльев.

Таким образом, цепь прерывистой антиклинальной структуры Кайеркана прослеживается, по меньшей мере, на протяжении 150 км и состоит из пяти брахантиклиналей, каждая из которых имеет в длину 15—20 км, а ширину 8—10 км. Также, примерно, выглядит и парная Кайерканской антиклинали цепь синклиналей гор Шмидта и Надежды, тоже прослеживающаяся на юг до р. Хантайки.

Следующая к востоку цепь брахантиклиналей расположена, примерно, в 20 км от Кайерканской. Она прослеживается уже только на

100—120 км и состоит из трех складок по 15—20 км длиной каждая. Еще западнее наблюдаются главным образом лишь отдельные разрозненные брахискладки северо-северо-восточного простирания, только изредка группирующиеся в цепи того же направления. Такая же картина имеет место и на восточном крыле Хантайско-Рыбинского поднятия, на окраине Тунгусской синеклизы. Здесь наблюдаются только отдельные, редко разбросанные брахиантиклиналы и синклинали северо-северо-восточного простирания, с падением крыльев 6—8°, редко более, и протяжением в 10—15 км. Впрочем, некоторые из них, как, например, антиклиналь по ручью Акпит, вблизи оси Хантайско-Рыбинской структуры прослеживается более чем на 30 км и имеет падение крыльев до 15°.

Возраст складок северо-северо-восточной системы, несомненно, постунгусский, так как в нее вовлечены не только тунгусская серия, но и перекрывающий ее эффузивный комплекс пород. Формирование этой системы складок автор относит к енисейской фазе герцинского цикла, предположительно к границе нижнего триаса со средним.

Прерывистые складки восточно-юго-восточного до восточно-северо-восточного простирания

Вторая система складчатости, в отличие от первой, яснее выражена к востоку от Хантайско-Рыбинского поднятия. К западу от него она главным образом складывается в ундуляциях шарниров северо-северо-восточной системы.

На востоке складки восточно-юго-восточного простирания образуют антиклинальные структуры, к осям которых приурочены все крупные ледниковые озера Норильского района Лама, Глубокое, Кета и Хантайское. Протяжение этих складок значительное — от 20 до 100 км, ширина — 10—20 км. Кроме того, есть и более мелкие складки длиной 5—10 км, шириной каждая 2—5 км с восточным-юго-восточным 100—110 простиранием осей.

Наиболее крупной структурой данной системы является антиклинальная складка озера Глубокого, прослеживающаяся и по западному крылу Хантайско-Рыбинского поднятия, где к ней приурочена ледниковая долина р. Норильской.

В пределах озера Глубокого антиклиналь наблюдается на всем его протяжении, т. е. более чем на 30 км. Падение крыльев 10—12°, редко более, на северном берегу всюду на север, на южном — на юг. Простирание осей складки юго-восточное 110—125°, погружение на восток, в сторону синеклизы. В восточном направлении складка, возможно, протянута и дальше озера, в ледниковую долину ручья Дынкеды, а на западе уходит в район озера Мелкого и далее в пределы Норильской долины, где простирание ее осей юго-восточное 125—130°. Таким образом, общая длина Глубокоозерно-Норильской складки не менее 100 км, причем в районе Мелкого озера она, по-видимому, погружается, вследствие чего эта структура состоит из двух брахискладок по 30—35 км длиной каждая.

Ю. М. Шейнманн в свое время предполагал, что в пределы Норильской долины уходит западная ветвь Хантайско-Рыбинской структуры. Но это не так. Прежде всего, здесь совершенно не наблюдается прогресс сирующего размыва морских отложений палеозоя в сторону ядра складки, которое поэтому здесь представлено верхами верхнего силура, а не кембрием. Кроме того, подсчет углов падения крыльев структуры по абсолютным отметкам одного и того же стратиграфического горизонта в буровой скв. № С-1 в ядре складки и в скв. № Г-1 на южном ее крыле дает угол падения всего 1°, 2. То же имеет место и на северном крыле Структуры Норильской долины, следовательно, молодая, постунгусского времени и, несомненно, является продолжением на запад антиклинали озера Глубокого.

Вторая по величине широтная антиклинальная складка располагается в пределах Хантайского озера, прослеживаясь на всем его протяжении, т. е. более чем на 90 км. Простирание складки колеблется в пределах 60—100°, в среднем же 80°, она погружается в восточном направлении. Падение крыльев на западе — 10—15°, на востоке, где структура выполаживается, — 5—7°.

Далее антиклинальные складки располагаются вдоль озер Лама и Кета, где крылья их падают под углами от 8—10° и до 15°. Простирание складок юго-восточное 110°, погружение восточное.

Из более мелких складок данной системы можно еще упомянуть антиклиналь озера Гутке и парную ей синклинал горы Сулдук-Камень. Длина складок 10—12 км, ширина 5 км, падение крыльев 5—6°, погружение на восток. Эта структура представляет прекрасный пример обращенного рельефа; к антиклинали приурочена впадина озера и к синклинали — головная гора на его северном берегу.

Кроме того, ряд мелких складок того же восточного-юго-восточного простирания выявлен при детальных съемках в районе Имангды, где к ним обычно приурочены долины речек, стекающих со склонов плато Сыверма на запад, в р. Рыбную.

К западу от Хантайско-Рыбинской структуры складки второй системы выражены слабо. Здесь пока известны лишь две складки, а именно антиклиналь в верховьях ручья Болгохток и синклинал верховьев ручья Далдыкан — ручья Звонкого. Первая имеет юго-восточное простирание 120° и погружена в этом же направлении. Эта складчатость вызывает ундуляцию осей Каерканской антиклинальной структуры северо-северо-восточного простирания в районе Южного Ергалака.

Синклинал ручья Болгохток имеет юго-восточное простирание 130°, падение крыльев 11—15° и погружение в том же направлении. Погружаясь, складка исчезает в нижнем течении Южного Угльного ручья, вызывая здесь погружение синклинали горы Шмидта. Восточнее синклинали р. Болгохток вновь появляется в районе горы Черной с тем же простиранием, падением крыльев 7—10° и погружением осей на северо-запад.

Возраст второй системы складчатости восточного-юго-восточного до восточно-северо-восточного простирания, несомненно, более молодой, чем первой системы, северо-северо-восточного простирания, так как она складывается на первую, вызывая ундуляцию ее шарниров. Она возникла, как увидим далее, при анализе трещинной тектоники, в результате давления, шедшего с северо-северо-востока, со стороны складчатых структур, обрамляющих платформу с севера. Автор склонен полагать, что существенную роль в ее появлении играли поздне-мезозойские движения западной части Верхоянской складчатости, которая, как известно, пересекая р. Лену у сел. Булуна, уходит далеко на запад, в пределы Таймырской депрессии, вызывая здесь возникновение ряда брахискладок и купольных структур в мезозойских — юрских и меловых отложениях Хатангской и Усть-Енисейской впадин.

ДИЗЬОНКТИВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

Дизьонктивные нарушения в пределах северо-западной части Сибирской платформы развиты не менее широко, чем пликативные. Они, так же как и складчатость, более обильны и по количеству, и по размаху на западе, вблизи геосинклинальной зоны. Обусловлено это тем, что самый край платформы испытывал особенно сильные радиальные напряжения в связи с нажимом и надвижением на него приенисейских складок в эпоху герцинского диастрофизма.

Основным направлением дизьонктивных нарушений является северо-северо-восточное, совпадающее с простиранием осей Хантайско-Рыбинской структуры и с главным направлением складчатости. Амплитуды смещений этого направления колеблются в самых широких пределах. от

долей до многих сотен метров, причем, по мере уменьшения размаха, число смещений, как правило, увеличивается. В горных выработках Норильска установлено, что мелкие нарушения с амплитудами в 0,5—2,0 м встречаются примерно через 100 м по ходу выработки, в то время как более крупные, с амплитудами 10—20 м, попадаются далеко не на каждом километре. Кроме смещений северо-северо-восточного простирания, наблюдается и широтные, или близкие к ним, но встречаются они много реже и имеют, в общем, меньшие амплитуды. Более обильны они, по-видимому, в пределах северного края платформы.

По типу среди дизъюнктивных нарушений преобладают простые, реже сложные сбросы. Последние более характерны для смещений крупного масштаба. Взбросы, сдвиги и надвиги наблюдаются гораздо реже. Они всегда невелики по масштабу, большую часть имеют вторичное происхождение и отмечаются лишь при прохождении горных выработок. В тектонике района они существенной роли не играют.

Наиболее значительным по амплитуде является сброс по восточной окраине Норильского плато вдоль всей долины р. Туколанды. Максимальной величины он достигает в верховьях упомянутой реки, где его амплитуда, по данным П. С. Фомина, — 2400 м, по наблюдениям В. Н. Егорова, — 1600—1700, а по подсчету автора, — 1400 м. Сброс двухступенчатый. Первая ступень проходит по р. Туколанде, с амплитудой около 1200 м, вторая, с амплитудой 250—400 м, расположена несколько восточнее, в верховьях ручья Омае. В обоих случаях опущены восточные крылья. Севернее, в верховьях речек Чопко и Мокутей и южнее, в среднем течении р. Туколанды, амплитуда сброса снижается до 700 м. Еще дальше к северу сброс уходит в пределы Норильской долины, где он отмечен гравиметрическими работами, а еще севернее, видимо, гаснет, так как в районе Елового Камня его уже не наблюдается. На юге сброс доходит до р. Хантайки, где его амплитуда не превышает нескольких десятков метров. Таким образом, протяжение сброса превышает 150 км, причем на участке максимальных нарушений он сопровождается мощной зоной катаклизмов шириною в несколько сот метров. Простирание сброса северо-восточное со средним азимутом 20°.

Второй, менее крупный по амплитуде сброс, протягивается к югу от Норильска по долине ручья Медвежьего, проследившая по простиранию с азимутом 10—20° через все Норильское плато, вплоть до р. Хантайки. Протяжение его составляет более 150 км, амплитуда едва ли больше 200 м. Севернее Норильска сброс доходит до Елового Камня, где видимо гаснет, а на юге в районе р. Дудинский Ергалак делится на две ветви, из которых западная, с простиранием на северо-восток 30—40°, доходит до ручья Чибичете, где затухает, а восточная, уменьшаясь в амплитуде, доходит до р. Хантайки. Опущенными являются восточные крылья. В районе Норильска сброс ручья Медвежьего является сложно-ступенчатым и образует зону кластических пород шириною в несколько сот метров.

Сопряженной со сбросом ручья Медвежьего является расположенная рядом с ним к западу система сбросов северной части горы Рудной, выявленная при горных работах. Амплитуда основного смещения на севере достигает 70 м, к югу она увеличивается, а затем через 4,5—5,0 км, затухая, переходит во флексуру. Прочие смещения имеют амплитуды в 5—10 м и менее. Опущены, как обычно, восточные крылья, причем, по наблюдениям в горных выработках, сбрасыватель основного смещения кнаружи выполаживается, что свидетельствует о формировании сброса в условиях растяжения под влиянием вертикальных нисходящих сил, существенно гравитационного генезиса [23].

Другой сброс с амплитудой 80—100 м и приподнятым восточным крылом проходит по западной стороне горы Ансакан и в верховьях ручья Чопко, проследившая в северо-восточном направлении около 30° на протяжении 25—30 км. Другой, с амплитудой 20—30 м, проходит по

восточному склону горы Кулгахтах. Третий протягивается от озера Чибичете на север до р. Ергалак, где делится на две ветви: одна протягивается в верховья р. Омнутах, другая уходит в Норильскую долину несколько восточнее горы Черной.

Восточнее Хантайско-Рыбинской структуры крупных нарушений пока не констатировано, но зато имеется ряд небольших сбросов с амплитудами в несколько десятков, редко немного сот метров, вдоль западных склонов плато Сыверма. Так, по юго-западному берегу озера Лама проходит зона катаклизмов пород мощностью более 10 м с падением плоскостей скольжения на запад-северо-запад и углами 40—70°. В верховьях р. Имангды отмечается сброс в породах тунгусской серии с амплитудой до 25 м и опущенным восточным крылом. Несколько западнее, у подножия гряды Хюкта, в 1956 г. бурением констатирован сброс с амплитудой свыше 250 м. Сброшено восточное простирание проходит в восточной части массива Буркан, к северу от Хантайского озера. На юго-западном его берегу отмечено нарушение с амплитудой 20—30 м. По-видимому, именно к нему приурочены выходы соляных источников р. Турук. Наконец, довольно крупное, вероятно, нарушение намечается при выходе р. Хантайки из Малого Хантайского озера.

Не приходится сомневаться, что выявленные нарушения составляют лишь часть фактически имеющихся, так как их констатация весьма затруднительна при отсутствии хороших маркирующих горизонтов, однородном литологическом составе свит и широком развитии четвертичного покрова.

Нарушений широтных и близких к ним простираний значительно меньше, чем северо-северо-восточных. Их, видимо, больше на северной окраине платформы, чем на западной. Например, вдоль северной крошки плато Еловый Камень, в верхнем течении р. Икон установлен сброс восточного-северо-восточного простирания с амплитудой не менее 1000 м, вследствие чего здесь приведены в соприкосновение континентальные отложения альб-сеномана и эффузивный комплекс. Опущенным является северное крыло. Ряд мелких нарушений широтных и близких к ним простираний выявлен при разведочных буровых работах в районе Норильска. На участке Каеркана обнаружен сброс почти широтного простирания с амплитудой 20—30 м, проследивший по простиранию на 6—7 км, а к югу от него второй — с амплитудой около 20 м. Несколько сбросов почти широтного простирания выявлено на Имангде в районе железорудного месторождения Макус. Простирание их северо-западное 315—320°, амплитуды около 50 м, опущены юго-западные крылья. Кроме того, в районе того же месторождения обнаружен оригинальный кольцевой сброс, к которому приурочена интрузия габбро-диорита. С этой интрузией генетически связано железорудное месторождение Макус.

В целом широтные и близкие к ним сбросы существенного значения в тектонике северо-западной окраины платформы не имеют. Может быть, роль их значительнее на северном участке, но имеющихся материалов для суждения об этом еще совершенно недостаточно.

Возраст дизъюнктивных смещений, поскольку в них вовлечены и породы эффузивного комплекса, относительно молодой — триасовый, отчасти даже послетриасовый. Однако изучение нарушений по материалам буровых скважин показывает, что вопрос об их возрасте является весьма сложным.

Установлено, например, что сброс северной части горы Рудной сместил рудную интрузию и подстилающую ее тунгусскую серию на разные амплитуды: интрузию на 20 м, а тунгусскую серию на 80 м, т. е. смещение возникло еще в доинтрузивное время, а потом подновилось уже после интрузии.

Далее, на западном крыле сброса Чибичете осадки тунгусской серии и перекрывающий их эффузивный комплекс залегают на морских отло-

жениях нижнего карбона, а на восточном крыле — на породах силура. Такие соотношения возможны лишь при наличии смещения в дотунгусское время, которое затем подновилось уже после отложения здесь эффузивного комплекса.

Есть основания поэтому полагать, что и другие сколько-нибудь значительные сбросы района тоже должны иметь сложную историю развития. Однако это удастся установить только после точного стратиграфического расчленения свит на горизонты по фауне и флоре и проведения глубокого структурного бурения. Часть дотунгусских нарушений при этом несомненно служила подводными каналами для излияния трапповой магмы.

Можно думать, что первые разломы на северо-западной окраине Сибирской платформы возникли еще в период поднятия Хантайско-Рыбинской структуры в конце нижнего карбона и что именно с ними были связаны первые излияния трапповой магмы.

Вместе с тем следует указать, что некоторые сбросы имеют четвертичный возраст. К ним, например, относится сброс восточного-северо-восточного простирания на северном склоне Слового Камня. Это смещение морфологически отделяет горст Средне-Сибирского плоскогорья от грабена Таймырской тундры и хорошо выражено в рельефе в виде уступа высотой до 300 м. Таким образом, возникновение его относится ко времени после покровного оледенения. В противном случае уступ этот бы уничтожен двигавшимся с севера мощным ледниковым покровом.

Сбросы северо-северо-восточного простирания вероятно старше широтных; они имели более сложную историю развития. По-видимому, именно с ними главным образом и связаны излияния трапповой магмы. Широтные сбросы относительно молодые, а некоторые из них являются даже четвертичными.

Рассматривая расположение сбросов северо-северо-восточного простирания, можно заметить, что среди них выделяются две группы, образующие зоны разломов. Первая — Норильская зона включает сброс ручья Медвежьего, северного мыса горы Рудной и ряд сопряженных с ними более мелких смещений. Эта зона имеет ширину около 20—25 км и протягивается на юг от Норильска до р. Хантайки и, по-видимому, далее вплоть до низовьев рр. Куломбе и Горбячин.

Вторая — Имангдинская зона простирается также на юг вдоль западных склонов плато Сыверма, от озера Лама на севере до верховьев рр. Куломбе и Горбячин на юге. В пределах этой зоны очень крупных смещений нет, зато имеется ряд нарушений с амплитудами от немногих десятков до нескольких сот метров, кулисообразно замещающих друг друга.

Существование здесь единой зоны разлома подтверждается гравиметрическими наблюдениями, которые установили наличие значительного скачка в напряжении силы тяжести, свидетельствующего о присутствии крупных нарушений в фундаменте платформы.

Возможно, что продолжением на юг Имангдинской зоны является зона разлома рр. Северной и Летней в бассейне р. Нижней Тунгуски, констатированная геофизическими работами П. И. Касаткина, хотя не исключено, что это — две разные структуры, лишь кулисообразно замещающие друг друга в бассейне р. Курейки.

Кроме Норильской и Имангдинской зон по западному склону Норильского плато намечается третья — Фокинская, вдоль восточного края Плахинско-Фокинской антиклинальной складки. Однако сказать что-либо конкретное по этому вопросу трудно из-за широкого развития здесь четвертичного покрова.

В целом дизъюнктивные нарушения в пределах северо-западной части Сибирской платформы представляют сбросы, которые развивались в условиях растяжения земной коры, что происходило в периоды, когда поднятия и тангенциальные движения, обусловленные сжатием, сменялись

прогибанием литосферы. В эти фазы прогибания вследствие растяжения и происходило образование как новых трещин отрыва, так и раскрытие и подновление старых. По трещинам из подкоровых глубин на поверхность поступали магматические массы, изостатическое равновесие при этом нарушалось и отдельные блоки, смешаясь, оседали главным образом под влиянием силы тяжести. От нагрузки громадных масс осевших блоков в поднимавшейся магме могло развиваться значительное давление, в результате которого внедрение ее в верхние горизонты земной коры в гипабиссальной обстановке представляло отнюдь не пассивный процесс. Наоборот, внедрявшаяся магма была настолько активна, что могла раздвигать слои, приподнимать их и даже частично прорывать.

ТРЕЩИННАЯ ТЕКТОНИКА

В полном соответствии с выделенными основными тектоническими направлениями структур северо-западной окраины Сибирской платформы находится и ее трещинная тектоника, изучавшаяся в горных выработках, карьерах и естественных обнажениях Норильского района. Всего здесь в разное время было произведено свыше 19 тыс. замеров элементов залегания трещиноватости и наблюдений за ее характером. Эти материалы затем были обработаны автором методами математической статистики с составлением круговых диаграмм В. Шмидта.

Оказалось, что основные направления трещиноватости на всем пространстве от Норильска до Имангды являются одинаковыми для пород разных стратиграфических горизонтов и разных механических свойств. Они одинаковы и в таких хрупких породах, как угли, и в таких твердых и массивных, как габбро-долериты дифференцированной интрузии Норильск I или долеритовые порфириты горы Зуб; в песчанках и сланцах тунгусской серни; в туфах и лавах эффузивного комплекса; известняках и мергелях палеозоя. Разница между ними заключается лишь в густоте трещиноватости и в преобладании одних систем над другими. Это свидетельствует о том, что трещинная тектоника северо-западной окраины Сибирской платформы является координированной и развивалась под влиянием сил, общих для всего этого района и притом сил, действовавших достаточно однообразно в течение длительного времени.

Кроме систем экзокINETических трещин, возникающих в горных породах в результате воздействия на них внешних тектонических сил, в породах, как известно, могут развиваться и силы контракции вследствие охлаждения, потери влаги и других причин внутреннего характера. Эти силы контракции ведут к образованию систем эндокинетических трещин, которые в случае отсутствия внешних воздействий не должны иметь ориентировки, образуя полигональные системы, расположенные лишь перпендикулярно к поверхностям охлаждения или высыхания.

Однако в Норильском районе и эндокинетическая трещиноватость является ориентированной, совпадая по направлениям с экзокинетическими трещинами, вследствие чего последние нередко налагаются на первые.

Это доказывает, что формирование эндокинетических трещин шло не свободно, а в обстановке направленно действовавших тектонических сил. т. е. стресса, который давал ориентировку силам контракции. Особенно хорошо это явление можно наблюдать в случае столбчатой отдельности в пластовых интрузиях базальтов. Грани призм в них оказываются строго ориентированными и совпадающими по направлениям с главными системами экзокINETических трещин.

Анализируя происхождение трещиноватости методом эллипсоида деформации, широко используемым в механике при изучении прочности тел, можно установить основные направления действия сил, деформировавших горные породы и приводивших к образованию в них разнообразных систем трещин, когда предел прочности материала превзойден.

С этой точки зрения все трещины могут быть подразделены на трещины отрыва, развивающиеся при растяжении породы перпендикулярно действующей силе, и трещины скола, образующиеся в плоскостях максимального развития касательных напряжений. Последние же всегда развиваются попарно, располагаясь так, что максимальное сжимающее усилие образует биссектрису острого угла плоскостей скола.

Прилагая теорию эллипсоида деформации к природным условиям трещиноватости горных пород, можно установить положение в пространстве максимального сжимающего усилия, соответствующего положению стресса.

Среди систем трещиноватости Норильского района отчетливо выделяются три: крутопадающие, с углами падения 70—90°; наклонные с углами 30—60° и пологие с углами 0—15°, редко более. Крутые, в свою очередь, подразделяются на серии поперечных, продольных и диагональных трещин.

Диагональные трещины по своему происхождению являются трещинами скола. Их имеется три группы: Д I; Д II и Д III (табл. 1). Так как направление стресса представляет биссектрису острого угла между плоскостями скола, то азимут стресса группы I будет 117°; группы II—136° и группы III—34°. Поперечные трещины по генезису являются трещинами отрыва, возникая в результате растягивающих напряжений в плоскостях параллельных стрессу. Его направление из данной серии определяется как 124° и 135°. Наконец, продольные трещины при определенном положении эллипсоида деформации возникают как трещины скола, парные пологим трещинам (табл. 2). Положение стресса по этой серии определяется как 117° и 132°.

Таким образом, из совершенно разных серий трещиноватости, возникших при разных положениях эллипсоида деформации, азимут стресса определяется в пределах 117—124° и 132—136°, т. е., в сущности, в пределах точности работы горным компасом, которым и велись замеры. Стресс шел с запада, со стороны Приенисейской складчатой зоны, так как на востоке геосинклинальных складчатых структур, ближе Верхоянских, нет.

Юго-восточное направление стресса, шедшего, следовательно, с северо-запада, а не с запада, подтверждает нашу гипотезу о повороте Приенисейской складчатой зоны в районе Усть-Енисейского Порты на северо-восток. Если бы складчатая зона и к северу от Усть-Енисейского Порты простиралась на север, то стресс должен был быть очень близким к широтному, с азимутами около 90°. При наличии поворота на северо-восток стресс в северо-западном углу платформ должен представлять результирующую двух его направлений: широтного и юго-восточного, а это как раз и составит азимут:

$$\frac{90^\circ + 150^\circ}{2} = 120^\circ.$$

Однако нельзя думать, что напряжение стресса в обоих коленах во все фазы складчатости было одинаковым по интенсивности. При его колебаниях в разных коленах с различной интенсивностью непременно должно было происходить смещение равнодействующей, что действительно и имеет место. Кроме стресса с азимутами 117—124°, установлено, как уже указывалось, направление стресса с азимутами 132—136°, что совершенно четко выявилось при стратиграфической обработке круговых диаграмм. Смещение азимута почти на 15° показывает, что на некотором этапе орогенеза напряжение стресса в северо-восточном колене значительно усилилось, по сравнению с меридиональным.

Кроме диагональных трещин скола групп I и II, наблюдаются еще диагональные трещины скола группы III. Они встречаются реже предыдущих и главным образом поодиночке. Возникновение их, как показывает анализ круговых диаграмм, обусловлено существованием стресса

Таблица 1
Средние величины азимутов пространств, углов падения, встречаемости и густоты серий трещин месторождения Норильск I
Наблюдений 66, замеров 18338

Серия трещин	Наименование серии	Сурфаз	шифр	Плоск. пад.	Пространство	Средний угол падения		Встречаемость (%)		Азимут стресса			
						восточные румбы	западные румбы	серии	системы				
				среднее квадратическое отклонение	среднее квадратическое отклонение	угол падения	угол падения	угол падения	угол падения	угол падения			
Поперечные	Пл.	А	Пл.	64	155°	12° CB	14	12	103	86	97	0,7	
				44	124	83 CB	86	81	103	14	67	86	2,6
				26	135	70 CB	88	84	103	12	39	86	2,4
Продольные	Пл.	В	Пл.	37	27	82 IOB	75	77	CB	25	56	80	3,8
				31	42	82 IOB	55	76	CB	45	47	80	2,6
				35	84	84 IOB	65	83	CC3	35	53	79	0,7
Диагональные	Д I	А	Д I	42	150	79 CB	55	85	IOB	45	63	2,7	
				48	102	84 CCB	83	82	IOIO3	17	73	89	2,9
				34	169	83 BCB	65	79	3IOB	35	51	89	4,1
Диагональные фазы V	Д II	В	Д II	33	6	83 IOB	76	80	CC3	24	50	3,2	
				38	61	86 IOB	69	83	CC3	31	58	70	4,3
				13	20	59 IOB	54	50	CC3	46	20	203	20
Сбросные CB	Сб I	А	Сб I	17	67	50 IOB	41	48	CC3	59	26	6,6	
				14	8	54 IOB	71	46	CC3	29	21	21	21
				16	337	48 CB	62	48	IO3	38	24	24	24
Сбросные CC3	Сб II	В	Сб II	10	284	55 BCB	50	42	3IOB	50	15	15	

с азимутом около 35° (215°). Этот стресс может идти только с северо-востока, где располагается Таймырская складчатая структура, северо-восточное колено Приенисейской складчатости и западная ветвь Верхоянской складчатости. Автор склонен думать, что диагональные трещины группы II обусловлены стрессом в результате позднемезозойских складчатых движений на северной окраине Сибирской платформы.

Кроме крутых и пологих трещин, в системах трещиноватости пород Норильского района присутствуют еще наклонные трещины с углами падения в пределах 30—60°. Они представляют трещины скола, которые также группируются в пары. Острый угол между ними направлен вверх, следовательно максимальное сжимающее усилие в этом случае располагается вертикально. Система наклонных трещин, таким образом, связана со сбросовыми нарушениями, вызванными опусканием отдельных блоков земной коры в силу гравитации при перераспределении магматических масс и их миграции на подороховых глубинах на поверхность и в близлежащие горизонты литосферы.

Среди этой системы трещин можно выделить серии, связанные со сбросами северо-северо-восточного и близких к нему направлений и со сбросами западно-северо-западного и близких к ним румбов.

На всего изложенного видно, что трещинная тектоника Норильского района вполне увязывается с региональными построениями и служит хорошей проверкой их справедливости. Это обусловлено тем, что трещиноватость здесь развивалась не в нейтральной обстановке, а под контролем тектоники, вследствие чего даже эндокинетическая трещиноватость имеет не случайную, но строго направленную ориентировку, совпадающую с экзокинетической.

Основные серии трещин — диагональные I и II, продольные, большая часть поперечных и пологих — связаны с герцинским орогенезом в Приенисейской геосинклинали (см. табл. 2). При этом поперечные трещины всегда ориентированы перпендикулярно к основному — северо-северо-восточному простиранию платформенных складок и Хантайско-Рыбинской структуры. Продольные же трещины располагаются вдоль этого направления.

Наклонные трещины скола связаны с дизъюнктивными нарушениями, что соответствовало вертикальному положению максимальных сжимающих сил, каковыми были силы гравитации.

Диагональные трещины группы II и некоторая часть пологих и поперечных возникли позже, в эпоху позднемезозойского орогенеза, когда стресс шел не с северо-запада, а с северо-востока.

СВЯЗЬ ОРУДЕНЕНИЯ С ТЕКТОНИКОЙ

Рудные проявления северо-западной окраины Сибирской платформы тесно связаны с ее тектоникой. Расположение рудных тел в пространстве, их форма, характер оруденения и его последовательные этапы развития контролируются тектоникой.

Все известные в Норильском районе рудные месторождения, подавляющее большинство рудопроявлений медно-никелевых и железных руд, пирротинное оруденение образуют две зоны северо-северо-восточного простирания шириною 20—25 км, совпадающие с Норильской и Имангдинской зонами разломов.

В пределах первой находятся все главные медно-никелевые месторождения Норильска и подавляющая масса рудопроявлений Норильского плато.

В пределах Имангдинской зоны располагаются все медно-никелевые месторождения Имангда и бассейна р. Горблячин, а также большинство рудопроявлений плато Севера.

Кроме того, на западной окраине Норильского плато намечается еще третья зона разлома — Фокнинская, вдоль которой располагаются медно-

Таблица 2

Последовательные этапы трещинной тектоники Норильска

Часта	Этапы региональной тектоники	Характер тектонических движений на платформе	Субфаза	Азимут стресса	Серии трещин	Тип деформации
I	Начало герцинского орогенеза в Приенисейской геосинклинали	Складкообразование отсутствует. Параллельно складчатости	А	Около 125°	Поперечные „Пп“	отрыв
					Диагональные D ₁ и D ₂	скол
					Поперечные „Пп“	отрыв
					Диагональные D ₁ ' и D ₂ '	скол
II	Формирование Хантайско-Рыбинской структуры. Складки северо-северо-восточного простирания в пределах Норильского плато и др.	Период складкообразования. Параллельно складчатости	А	Около 135°	Продольные „Пр“	скол
					Пологие „Па“	скол
					Продольные „Пр“	скол
					Пологие „Па“	скол
III	Дизъюнктивные нарушения сбросового типа	Сбросы северо-восточных румбов. Ось „с“ эллипсоида деформации вертикальна. Ось „н“ параллельна простиранию сбросов			Сбросовые северо-восточных румбов Сб. I	скол
					Сбросовые восток-северо-восточных румбов Сб. I'	скол
IV		Сбросы северо-западных румбов. Ось „с“ эллипсоида деформации вертикальна. Ось „н“ параллельна простиранию сбросов			Сбросовые северо-западных румбов Сб. II	скол
					Сбросовые западно-северо-западных румбов Сб. II'	скол
V	Юрско-меловой (нерюнский) орогенез в западной ветви Верхоянской складчатости	Складкообразование отсутствует. Ось „с“ эллипсоида деформации вертикальна		Около 35°	Диагональные D II, и D II'	скол
VI	Складки восточно-юго-восточного простирания озер Лама, Глубокое, Кета и др.	Период складкообразования. Ось „с“ эллипсоида деформации вертикальна		Около 35°	Пологие „Па“	скол
					Поперечные „Пп“ и „Пп“'	скол

никелевые рудопроявления по р. Фокиной и в низовьях рр. Дудинка и Дудинский Ергалак.

Протяжение каждой зоны (Норильской и Имандинской) превышает 250 км, причем на юге их границы не могут еще считаться установленными. До настоящего времени они прослежены до Курейско-Хатанского междуречья. На продолжении Имандинской зоны в бассейне р. Чижней Тунгуски располагаются крупные железорудные месторождения рр. Северной и Летней и медно-никелевое месторождение р. Северной в 71 км от устья, также приуроченные к зоне разлома северо-северо-восточного простирания вдоль упомянутых рек. Представляет ли она самостоятельную структуру или является продолжением зоны р. Имангды на юг, сказать пока трудно. Автор полагает, что тектонически это единая система разломов со своеобразной металлогеней, представленной на севере преимущественно магматическими медно-никелевыми рудами, а на юге гидротермальными магнетитовыми, причем последовательно с севера на юг роль первых снижается, а вторых повышается, иными словами температурный спектр оруденения к югу падает.

По форме интрузивные рудонесущие тела дифференцированных габбро-долеритов чаще всего бывают пластообразными, пологосекущими с корытообразным или линзообразным поперечным профилем. В плане они в большинстве — вытянуты по простиранию основной северо-северо-восточной складчатости района. Такова, например, наиболее крупная из пока известных дифференцированных интрузий — интрузия Норильск I, имеющая в длину более 15 км, при ширине от 1 до 2 км. Такова же интрузия Моронго, прослеженная в юго-западном направлении более чем на 16 км, интрузия гряды Хюкта и др. Складчатые структуры указанного простирания представляли одновременно наиболее ослабленную зону, куда в гипабиссальных условиях легче всего происходило внедрение поднимающейся из глубин магмы. Можно думать поэтому, что и другие интрузивные рудонесущие тела будут иметь главным образом такую же вытянутую в северо-северо-восточном направлении форму.

Что касается крутосекущих интрузий, к которым, например, относится интрузия Норильск II, то они приурочены к сбросовым нарушениям основного северо-восточного простирания, имеющим несомненно доинтрузивный возраст.

Формирование руд происходило в обстановке тектонических подвижек. Изучение руд месторождения Норильск I В. К. Котульским, И. А. Коровяковым, Н. Н. Урванцевым, М. Н. Годлевским и другими показывает, что они образовались в результате ликвации насыщенной сульфидами гомогенной основной магмы на сульфидную и силикатную. Этот процесс, начавшись еще в глубинных условиях, проходил главным образом в гипабиссальной обстановке в камере, где залегают интрузия. Выделявшиеся в процессе ликвации сульфидные капли в силу гравитации оседали вниз и образовали вкрапленные руды в нижних частях изверженного тела. Кристаллизация сульфидов по температурным условиям проходила после застывания силикатной части и еще не вполне закончилась, когда начались процессы складчатости.

Так как интрузия оказалась расположенной в пределах синклиналиной структуры, то она, как всякое плоское тело, при изгибе испытала в верхних слоях сжатие, а в нижних — растяжение. Остаточный сульфидный расплав при этом был выжат вниз в трещины растяжения и сколы в придонных частях интрузии и подстилающих ее породах, образовав здесь жильобразные и линзообразные тела богатых сульфидных руд. Форма этих тел, взаимоотношения их с вкрапленными рудами, самим интрузивным телом и вмещающими породами, а также минеральный состав руд и другие факты с несомненностью свидетельствуют об активной инъекции сульфидного расплава, который оставался еще жидким к началу складчатости. Это не была самостоятельная интрузия, а лишь остаток продуктов ликвации магмы на месте, в ее современной камере.

Внедрение интрузии поэтому произошло еще до складчатости, но в самый канун ее, а образование жильных руд — в период складчатости. До складчатого внедрения интрузии Норильск I доказываются еще и тем, что в плане она имеет змеевидно изогнутую форму, при этом дважды пересекает ось синклинали. Это явление едва ли было бы возможным, если бы интрузия произошла после складчатости.

Так как инъекция сульфидного расплава в трещины растяжения и скола была обусловлена складчатостью, то наиболее перспективными в отношении оруденения будут интрузии, приуроченные к синклиналильным структурам. В этом случае выжимание сульфидного расплава идет вниз, то есть в том же направлении, что и гравитационная отсадка вкрапленных руд. Оба процесса, последовательно налагаясь друг на друга, суммируются здесь, благодаря чему в придонных частях интрузии располагаются и вкрапленные руды, и инъекционные жильнообразные залежи сплошных богатых руд.

В антиклинальных структурах, где при складчатости сжимаются придонные части интрузии, растягиваются апикальные, оба процесса — гравитации и выжимания — направлены в разные стороны и являются антагонистами. Здесь ожидать сколько-нибудь значительных скоплений богатых руд едва ли возможно.

Пронзведенный Г. М. Шешуковой анализ количественного состава минералов, слагающих дифференцированную интрузию Норильск I и характер распределения в ее теле сульфидной вкрапленности, показывают, что процесс гравитационной отсадки оливина и сульфидов не был непрерывным, а носил пульсирующий характер. Составленные Г. М. Шешуковой диаграммы содержания оливина и сульфидов по скважинах обнаруживают наличие в них местами до четырех последовательных максимумов, приуроченных к придонным частям интрузивного тела. Это свидетельствует о том, что отсадка четыре раза прерывалась подвижками магмы в результате тектонических импульсов, вызывавших приток новых порций расплава в камеру и тем расширявших ее.

На месторождении Норильск I внедрение дифференцированной интрузии произошло по контакту между породами тунгусской серии и прикрывающими их эффузивами. Последние представлены здесь тремя свитами: пермской — спилитовой; нижнетриасовой — толеново-полифировой и средне- или верхнетриасовой — полифировой.

В кровле туфов второй свиты залегают пикритовые (индигситовые) базальты, частично размытые в районе Норильска II. От третьей туфолововой свиты вторая отделена разрывом и, возможно, скрытым несогласием. Автор склонен считать пикритовые базальты эффузивными аналогами пикритовых габбро-долеритов дифференцированной интрузии, которая, таким образом, внедрилась в конце отложения второй свиты и, следовательно, имеет поздне-нижнетриасовый возраст. Этот процесс был приурочен к самому концу нижнего триаса и предшествовал началу платформенной складчатости северо-северо-восточного простирания, а также очередному поднятию Хантайско-Рыбинской структуры (табл. 3).

В настоящее время над интрузией габбро-долерита, до горизонта пикритовых базальтов, лежит толща лав мощностью около 400 м, что, по мнению М. Н. Годлевского, недостаточно для образования Норильских руд, так как те процессы кристаллизации сульфидов и распада их твердых растворов, которые имели место на данном месторождении, с физико-химической точки зрения требуют давлений не менее 200 атмосфер, т. е. мощности покрывающих пород не менее 600—800 м.

Однако, во-первых, неясным является, какова была мощность эффузивного покрова во время формирования интрузии, так как часть его несомненно смыта. Во-вторых, внедрение, как мы видим, было активным и шло под давлением, которое могло значительно превосходить статическую нагрузку. Кристаллизация, например Ловозерского п.тутона, по данным А. А. Полканова, шла только под покровом его собственных эффузивов

Таблица 3

Тектонические движения в северо-западной окраине Сибирской платформы

Возраст	Происходящие движения	Геологический процесс
S_{12-3}	Прогибание	Отложение известняков
Конец S_{12} , Туколандинская свита	Поднятие. Регрессия моря	Отложение красцветных мергелей и песчаников с косою слоистостью и волноприбойными знаками
O_1	Прогиб	Отложение известняков
O_{2-3} Хантайская свита	Поднятие. Регрессия моря	Отложение пестроцветных мергелей с прослоями гипса
S_1	Прогиб	Отложения известняков, иногда рифовых (валковская свита)
S_2^1 Норильская свита	Поднятие. Регрессия моря	Отложение пестроцветных пород
S_2^2 Памандинская свита	Прогибание	Отложение известняков
	Поднятие. Слабые плиткативные движения	Отложение пестроцветных пород, гипсов мелководной и лагуниной фаций. В нижнем девоне начало формирования Хантайско-Рыбинской структуры, однако без выхода ее над уровнем моря.
S_1^{1-2}	Прогибание	Отложение известняков турне и визе
S_1^{2-3}	Интенсивное поднятие. Значительные плиткативные движения	Полное отступление моря. Начало континентального периода. Формирование и крупное поднятие Хантайско-Рыбинского вала. Глубокий его разрыв
C_2	Прогибание	Отложение апсаканской свиты. Возможны временные прорывы моря со стороны Приенисейской геосинклинали, сопровождающиеся отложением тонких прослоев известняков
C_3	Продолжение прогибания	Отложение рудинской свиты, сверху ее начало углеобразования. Дизъюнктивные нарушения. Первые редкие эффузии трапповой магмы
C_3-P_1	Поднятие. Плиткативные движения	Подъем Хантайско-Рыбинской структуры. Отложение известняковых песчаников горы Дуго и массива Ден. Конгломераты, разрыв на границе свит рудинской и шмидтинской

Продолжение

Возраст	Присходящие движения	Геологический процесс
Середина P_1	Прогибание	Прорыв морских вод в зону краевого прогиба, выделение соленовато-водной фазы в районе Кайеркана. Отложение шимдитской свиты. Интенсивное углеобразование, отложение мощных угольных пластов месторождений Шмидта, Елового Камня, Имангда, восточного склона Норильского плато. Редкие эффузии. Спонтанты Норильска 1. Дизъюнктивные нарушения
Верхняя половина P_1	Поднятие. Пляктивные движения	Поднятие Хантайско-Рыбинской структуры. Разрыв верхов шимдитской свиты в районе Норильска. Отложение синанто. На западе, в зоне краевого прогиба, отложение верхов шимдитской свиты, углеобразование
P_1-P_2	Продолжение подъема Пляктивные движения	Конгломераты, разрыв на границе шимдитской и кайерканской свит
P_2	Поднятие в зоне Хантайско-Рыбинской структуры. Прогиб в зоне Предъенисейского прогиба	Отсутствие кайерканской свиты в районе Норильска. Отложение кайерканской свиты в районе Кайеркана с углеобразованием. Молассовый характер свиты
Конец P_2	Поднятие. Пляктивные движения	Конгломераты и разрыв на границе кайерканской и амбаринской свит
P_2-T_1	Прогибание	Начало мощных вулканических извержений. Дизъюнктивные нарушения. Отложение туфогеновой амбаринской свиты
Начало T_1	Поднятие. Пляктивные движения	Разрыв, кое-где конгломераты. Перерыв в вулканической деятельности. В конце отложение туфогеновых пород первого туфитового горизонта Норильска
T_1	Прогибание	Отложение туфолового комплекса второго (главного) цикла. Пластовые интрузии долеритов. Разломы
Конец T_1	Прогибание	Внедрение недифференцированных и дифференцированных интрузий, возможно, в несколько притоков. Разломы. Интрузия Норильска 1
T_1-T_2	Поднятие. Пляктивные движения	Поднятие Хантайско-Рыбинского вала. Начало платформенной складчатости северо-северо-восточного простирания. Перерыв в вулканической деятельности. Разрыв. Конгломераты в основании II туфитового горизонта.
T_2 и T_3	Прогибание	Отложение туфолового горизонта третьего цикла. Возможны пластовые интрузии долеритов

Продолжение

Возраст	Присходящие движения	Геологический процесс
T_2-I	Поднятие. Пляктивные движения	Завершение платформенной складчатости северо-северо-восточного простирания. Вероятен перерыв в вулканической деятельности. Начало формирования Усть-Енисейской впадины.
I	Прогибание	Отложение туфолового горизонта четвертого цикла. Местные перерывы. Отложение проследов туфопесчанников, местами с юрской флорой. Разломы.
Cr_1-Cr_2	Поднятие. Пляктивные движения	Платформенная складчатость восточно-северо-восточного до восточно-юго-восточного простирания. Разломы
T_r	Прогибание	Разломы
Q	Поднятие	Молодые разломы северо-северо-восточного и восточно-северо-восточного до восточно-юго-восточного простирания. Формирование Средне-Сибирского плоскогорья и Таймырского грабена

и тем не менее привела к образованию полнокристаллического дифференцированного комплекса щелочных и основных пород весьма сложного состава [15].

К такой же категории платформенных субвулканов вероятно принадлежит и дифференцированная интрузия месторождения Норильск 1.

НЕФТЕНОСНОСТЬ

Признаки нефтеносности в пределах Сибирской платформы установлены уже давно. Нефтепроявления обнаружены как на востоке, в районе бухты Норвик и залива Кожевникова Хатанской губы, так и на западе, в районе Усть-Енисейского Порта и реки Сухой Тулгуски, к югу от Туруханска. Однако промышленная нефть встречена пока только в Нордвикском районе. Причина неудач поисков лежала в основном в слабой геологической изученности территории и в незнании ее тектоники, благодаря чему внимание сосредоточивалось подчас на участках неблагоприятных в геолого-тектоническом отношении для скопления нефти. Например, бурение на нефть в Усть-Енисейском районе велось в пределах краевой части Енисейской складчатой зоны, где палеозойские породы с потенциально возможными нефтепродвижающими породами подверглись интенсивной складчатости и метаморфизму. По этой причине нефть здесь, если и была, то оказалась в значительной степени уничтоженной.

Наиболее благоприятной для поисков нефти в пределах северо-западной окраины Сибирской платформы может быть лишь ее краевая часть — Предъенисейский прогиб, где развиты благоприятные брахиантиклинальные и купольные структуры. Здесь же располагается и Пляклинско-Фоканская антиклиналь промежуточного типа. Эта структура, по геофизическим данным, образует зону положительных аномалий силы тяжести, протянувшаяся вдоль всей северо-западной окраины Сибирской платформы, от сел. Пляхино по р. Енисею через устье рр. Хантайки и Убойной,

среднее течение р. Фокиной, рр. Дудинки и Дудинский Ергалак, у порогов, в южную часть Пясинского озера. Отсюда она идет на северо-восток к устью р. Дудыпты и далее на восток-северо-восток вдоль правобережья этой реки.

В районе среднего течения р. Дудыпты, на северном крыле этой зоны положительных гравитационных аномалий, как известно, располагается сопка Чагдай, по наблюдениям Г. Д. Успенского, оказавшаяся солянокупольной структурой, в которой соляное ядро залегает на глубине около 300 м. Сопка имеет относительно небольшую высоту и сложена, по наблюдениям В. Н. Сакса и Н. Н. Урванцева, континентальными меловыми отложениями, тогда как вся окружающая местность состоит из четвертичных пород.

Можно полагать, что при детальном геологическом изучении подобных структур на северо-западной окраине Сибирской платформы будут встречены еще. Морфологически в рельефе они большей частью выражены слабо, а слагающие их мезозойские пески могут оказаться весьма схожими с песками четвертичного возраста, от которых они отличаются главным образом, составом минералов тяжелой фракции. При мелко-масштабных съемках купольные структуры также легко могут быть пропущены.

Однако благоприятных структур для образования месторождений нефти еще недостаточно. Необходимо, во-первых, чтобы имелись породы, способные быть хорошими коллекторами, а, во-вторых, должны присутствовать нефтепроизводящие свиты, с достаточным количеством в них первичных битумов, за счет которых в соответствующих тектонических условиях могла бы образоваться нефть.

Вопрос о нефтепроизводящих свитах в пределах Сибирской платформы еще недостаточно выяснен. Однако известно, что в отложениях среднего кембрия, в нижних его горизонтах, в бассейне верховьев р. Анабара присутствуют битуминозные горючие сланцы с содержанием от 6 до 16% летучих. По р. Сухой Тунгуске в отложениях верхов верхнего силура — девальской свите залегает горизонт битуминозных доломитов и известняков мощностью более 40 м. Имеются битуминозные доломиты и в нижележащей буровой свите, относящейся к кембрию [6]. Все эти битумопоявления приурочены либо к водорослевым горизонтам, либо к горизонтам, содержащим остатки фауны и, кроме р. Сухой Тунгуски, встречены также в бассейнах рр. Курейки, Хангайки, Летней и др. [1].

Девонские отложения, на западной окраине Сибирской платформы представленные мелководными и лагунами фашиями, также могут содержать битуминозные горизонты, как это имеет место в предуралинском прогибе, на восточной окраине Русской платформы, где доманиковые слои франского яруса являются основным нефтепроизводящим горизонтом. Наконец, нефтепроизводящими могут быть некоторые более глубокие горизонты тунгуской серии, а в мезозое континентальные угленосные отложения альб — сеномана и др. Можно думать поэтому, что на северо-западной окраине Сибирской платформы потенциально возможных битуминозных нефтепроизводящих свит имеется достаточно.

Несколько более неблагоприятно обстоит дело с коллекторными свойствами пород. Так, в отложениях нижнего палеозоя абсолютная пористость лежит в пределах 1,0—5,0% и лишь очень редко, в некоторых песчанниках и известняках силура, поднимается до 10—15%. Эффективная же пористость равна всего 0,1—1,5% и только в исключительных случаях поднимается до 5% [11]. Не велика пористость и в песчанниках тунгуской серии. Более благоприятным в отношении пористости является юрско-меловой комплекс пород, где много рыхлых песчанников и песков. В них пористость часто достигает 30% и выше. Таким образом, в норильском районе нефтеносными могут быть, вероятно, лишь мезозойские отложения. Среди палеозойских отложений коллекторы, а, следо-

вательно, и сколько-нибудь значительных нефтеносных горизонтов ожидать трудно.

Юрско-меловой комплекс пород, широко развитый в пределах Усть-Енисейской впадины, как известно, заходит на край Сибирской платформы, захватывая ее в районе Дудинки полосой шириной в 50—60 км, а на севере, в районе Дудыпты в 75—100 км. Эта полоса на западе, на краю платформы главным образом по внешней стороне Плахинско-Фокинской структуры, по нашему мнению, и является территорией наиболее благоприятной для поисков нефти.

ПЕРСПЕКТИВЫ ВЫЯВЛЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Рудные месторождения

Наиболее перспективными для поисков новых месторождений медно-никелевых и железных руд являются две основные зоны разломов — Норильская и Имандинская; третья — Фокинская, хотя проявляется и менее отчетливо, но все же заслуживает внимания. Эти зоны необходимо, и первую очередь, детально изучить и покрыть геологической съемкой в масштабе 1:50.000, причем съемки надо начать от Норильска на юг полосой, ширина которой должна составить 20—25 км. При съемке Имандинской зоны первоочередными объектами детального изучения следует взять участки Имангда — озеро Кета и озеро Хангайское — Горбияччи.

В процессе съемок наибольшее внимание следует уделять изучению интрузий габбро-долеритов и признакам дифференциации в них. Участки с сульфидным оруденением, хотя бы и очень слабым, должны быть опробованы с проходкой, в случае необходимости, разведочных шурфовых и проведением канавных работ. При камеральной обработке породы интрузий надо подвергнуть углубленному петрохимическому изучению.

При картировании следует обращать особое внимание на условия залегания и формы интрузивных тел, изучая их методами структурного анализа, а также на тектоническую обстановку, в которой происходило внедрение.

Перспективные в отношении оруденения интрузии необходимо затем обследовать геофизическими методами для более точного выяснения их пространственных форм, условий залегания и общей геологической обстановки. Наиболее благоприятные участки после этого должны быть проверены контрольным бурением.

Кроме Норильского района, где сосредоточен рудный узел с рядом месторождений, весьма интересным является Хангайский район в пределах Имандинской зоны разломов, где широко развито пирротинное и магнетитовое оруденение, указывающее на значительное проявление гидротермальных процессов, а, следовательно, на присутствие на некоторой глубине магматических тел, весьма богатых флюидами.

Одновременно с детальным изучением и съемкой зон разломов совершенно необходимо продолжить геологическую съемку масштаба 1:200.000 всей территории северо-западной окраины Сибирской платформы. Однако это картирование возможно лишь при наличии сводных стратиграфических разрезов пород района, опирающихся на надежные фаунистические и флористические определения. Таких вполне надежных разрезов пока нет. Расчленение отложений палеозоя до сих пор опирается лишь на разрозненные палеонтологические сборы и определения. Подразделение систем и отделов на свиты в некоторых случаях базируется лишь на литологических признаках и потому является условным. В несколько лучшем положении находится расчленение тунгусской серии пород, произведенное проф. В. А. Хахловым в 1952—1954 гг. Совершенно неудовлетворительно изучена стратиграфия эффузивного комплекса, для которого до сих пор отсутствует сводный стратиграфический разрез.

Между тем, обширные пространства горных плато Сибирской платформы сложены эффузивами, которые до самого последнего времени картировались без расчленения. В результате этого составлялись карты, по которым невозможно было получить даже самое общее представление о тектонике таких участков и о характере имеющихся там структур.

Особенно необходимы надежные стратиграфические разрезы, с выделением в них опорных маркирующих горизонтов, при выявлении дисъюнктивных нарушений и зон разломов, играющих в процессах магматизма и рудообразования ведущую роль. В условиях однообразных карбонатных отложений палеозоя, туфов и лав эффузивного комплекса, как известно широко развитых в пределах Сибирской платформы, составление таких разрезов и выделение маркирующих горизонтов является насущной необходимостью.

Существенную роль в изучении геологического строения района, выявлении здесь структур благоприятных для внедрения рудонесущих интрузий и поисков самих интрузий будет играть глубокое структурное бурение, так как здесь широко развиты четвертичные отложения. Даже верхний ярус оруденения, приуроченный к контакту туфусовой серии с эффузивами, редко обнажается на поверхности и то только по окраинам плато. Обширные же пространства поверхностей плато, сложенные нередко нацело эффузивами, полностью являются замаскированными.

Только наличие вполне достоверных стратиграфических детально расчлененных геологических карт, знание тектоники и применение при поисках новейших методов геофизики и геохимии позволит в кратчайший срок, с минимумом затрат времени и труда выявить горные богатства района и, в частности, новые месторождения медно-никелевых руд, столь нужные нашей стране.

Нефть

Поиски нефти следует сосредоточить вдоль северо-западной и северной окраин Сибирской платформы и, в первую очередь, в пределах развития здесь мезозойских отложений, где имеются хорошие коллекторы для нефти.

Изучена должна быть полоса вдоль р. Енисей к востоку от него на 30—40 км, а к западу на 20—40 км, на всем пространстве от Игарки до Дудинки. Далее должна быть изучена полоса шириной 80—100 км, охватывающая правобережье р. Енисей и протягивающаяся вдоль Пясинского озера, верховья р. Аганы, правобережья р. Пясины до устья р. Дудинки и вдоль последней, до ее верховья.

Задачей работ должны являться поиски благоприятных для скопления нефти купольных и брахиантиклинальных структур. Последние в зоне сплошного развития четвертичных отложений, какой и является нынешняя нами к изучению полоса, могут быть выражены в рельефе сопками, грядками и холмами, иногда незначительной высоты. Они, очевидно, меловыми песками, в частности, континентальными дует вести на базе площадной геологической съемки масштаба 1:200,000, все участки с выявленными структурами и даже подозрительные в отношении их, необходимо затем проверить геофизическими методами разведки с применением комбинированных систем гравиметрических, магнитных и сейсмических. Благоприятные структуры следует впоследствии проверить контрольным колоновым бурением.

На первоочередных объектах изучения, прежде всего, надо указать на сопку Чагдай, несомненно представляющую соляной купол. Здесь следовало бы безотлагательно поставить контрольное колоновое бурение на глубину 600—1000 м. Далее, весьма интересным является участок истоков р. Пясины и Пясинского озера, где материалы работ Гидропроекта указывают на возможность присутствия купольной структуры.

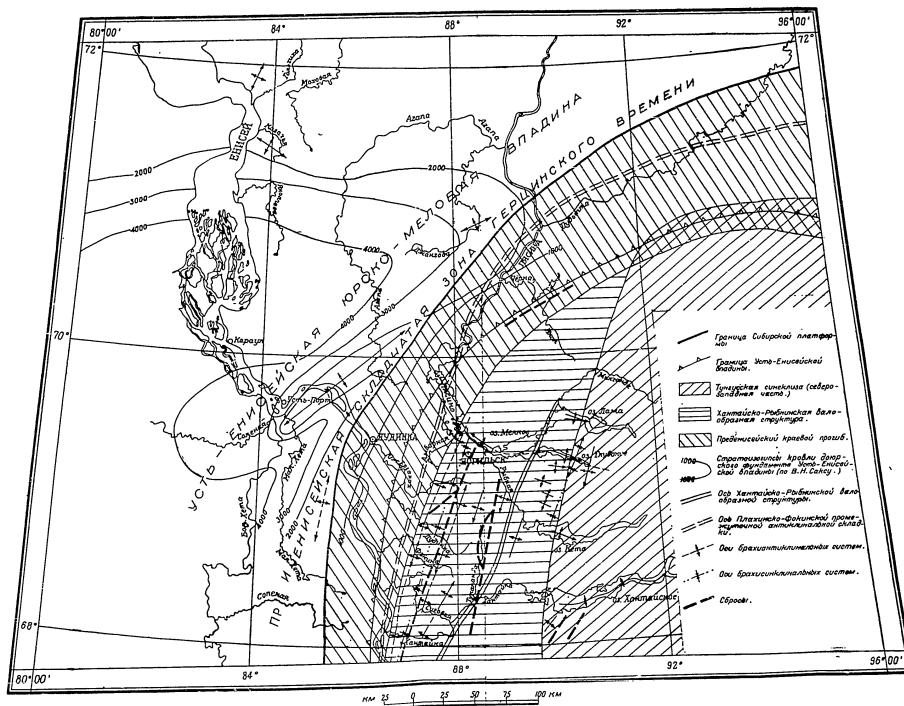


Рис. 1. Схема тектоники северо-западной окраины Сибирской платформы.

1 — граница Сибирской платформы; 2 — граница Усть-Енисейской впадины; 3 — Тургутская синеклаза (северо-западная часть); 4 — Хангайско-Рыбинская валовая структура; 5 — Пральско-Березовская прогибовая, дельтавидная синеклаза; 6 — ось брахиантиклинальных куполов доюрского фундамента Усть-Енисейской впадины (по В. И. Савину); 7 — ось "Алтайского" и южной и северной структур; 8 — ось Павлово-Фоминской, промужульской, дельтавидной синеклазы; 9 — ось брахиантиклинальных систем; 10 — ось брахиантиклинальных систем; 11 — сбросы.

Заслуживает внимания также участок, непосредственно прилегающий к р. Енисею, особенно правобережье к югу от Дудинки до Хантайки. Здесь нередко встречаются отдельные сопки, сложенные песками, состав и возраст которых никем не изучались.

ЛИТЕРАТУРА

1. Архангельский А. Д. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Издат. АН СССР, М.—Л., 1937.
2. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолгиздат, М.—Л., 1948.
3. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1954.
4. Глебовский Ю. С., Левиц Д. В., Сакс В. Н. Маршрутная аэромагнитная съемка северной части Западно-Сибирской низменности. Труды Инст. геол. Арктики, т. 66, М.—Л., 1953.
5. Зайцев Н. С. О тектонике южной части Сибирской платформы. Вопросы геологии Азии, т. 1, Издат. АН СССР, 1954.
6. Кирьяченко Г. И. Главнейшие черты геологического строения юго-восточной части Туруханского района и новые данные о его нефтеносности. Вести. Зап.-Сиб. геол. упр., № 3—4, Новосибирск, 1940.
7. Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. Вопросы геологии Азии, Издат. АН СССР, т. 1, 1954.
8. Котульский В. К. К вопросу о происхождении магматических медно-никелевых месторождений. Докл. АН СССР, т. 1, № 5, 1946.
9. Ломakin В. В. Подвижность берегов Байкала. Изв. Вses. Геогр. общ., № 3, 1956.
10. Левинсон-Лессниг Ф. Ю. Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов восточной Сибири. Труды Совета по изуч. произв. сил АН СССР, сер. сиб. вып. 1, Л., 1932.
11. Марков Ф. Г. Геологическое строение и нефтеносность территории правобережья реки Енисей от Туруханска до Дудинки. Труды Горно-геол. упр. ГУСМП, вып. 17, Издат. ГУСМП, М., 1945.
12. Моор Г. Г. О возрасте верхних горизонтов ангарской серии. Докл. АН СССР, № 4, 1941.
13. Наливкин Д. В. Учение о фациях т. 1. Издат. АН СССР, М.—Л., 1955.
14. Обручев С. В. Туруханский бассейн (южная и западная части). Труды Вses. геол.-разв. объедин. НКТП СССР, вып. 164, М.—Л.
15. Пейве А. В., Сивилин В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1950.
16. Подканов А. А. О механизме пластообразных интрузий платформенных областей. Вопросы геологии Азии, т. II, Издат. АН СССР, 1955.
17. Рожков Б. Н. Новые данные по геологии северо-западной окраины Енисейско-Ленской платформы. Бюлет. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., т. X, 1932.
18. Сакс В. Н. Новые данные о геологическом строении реки Писны. Труды Горно-геол. упр. ГУСМП, вып. 16, Издат. ГУСМП, 1945.
19. Сакс В. Н., Ронкина З. З. Юрские и меловые отложения Усть-Енисейской впадины. Труды Инст. геол. Арктики, т. 90.
20. Урванцев Н. Н. Норильский каменноугольный район. Изв. Сиб. отд. геол. комб., т. II, вып. 1, Томск, 1921.
21. Урванцев Н. Н. Маршрутные исследования реки Хантайки летом 1928 г. Изв. геол. комит., т. 48, № 8, Л., 1929.
22. Урванцев Н. Н., Троицкий С. Л. и др. Пояснительная записка к геологической карте листа R-44/45 миллионного масштаба. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1940.
23. Усов М. А. Структурная геология. Госгеолтехиздат, М.—Л., 1940.
24. Хани В. Е. Некоторые общие закономерности развития платформ. Докл. АН СССР, № 2, 1951.
25. Шатский Н. С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. Бюлет. Моск. общ. испыт. природы, отд. геол., № 3—4, 1932.
26. Шатский Н. С. О структурных связях платформ со складчатыми геосинклинальными областями. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1947.

М И РАВКИН

УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ПОРОДЫ АНАБАРСКОГО ШИТА

Основные черты геологического строения Анабарского щита, по данным работ 1946—1949 гг., изложены автором в нескольких статьях [9, 10, 12]. Здесь приводятся лишь самые краткие сведения о геологии архейских образований, поскольку это необходимо знать для правильного представления об особенностях ультраосновных пород данного региона.

Анабарский щит сложен разнообразными, преимущественно гиперстеносодержащими кристаллическими сланцами и гнейсами, мигматитами, частично кварцитами и мраморами, а также интрузивными формациями, представленными разновозрастными гранитоидами, анортозитами и ультраосновными породами.

Сильно дислоцированные кристаллические сланцы и гнейсы, а также интрузивные формации перекрываются по периферии щита почти горизонтально залегающими синийскими сложениями. Докембрийский и, как давно полагают, архейский возраст метаморфической толщи и гранитных интрузий в настоящее время уточнен, благодаря определению в лаборатории докембрия Академии наук СССР аргоновым методом абсолютного возраста гнейсов, исчисляемого 1 млрд. 900 млн. лет.

Метаморфическая толща разделяется схематически (снизу вверх) на четыре серии: далдынскую, верхнеанабарскую, верхнеамуйскую и хапчанскую.

Далдынская серия слагает полосы и пачки мезо- и меланократовых пироксеновых плагногнейсов, которым подчинены прослои пироксеновых амфиболитов, гранулитов, магнетитовых сланцев и редко кварцитов и типичных парагнейсов.

Верхнеанабарская серия характеризуется наиболее однородным составом и сложена главным образом лейко- и мезократовыми гиперстенowymi гнейсами.

Верхнеамуйская серия состоит из чередующихся горизонтов биотитовых, биотито-амфиболовых и амфиболовых гнейсов, которым подчинены гиперстеновые гнейсы, типичные парагнейсы, кварциты и мраморы.

Хапчанская серия представлена мощной толщей биотито-гранато-гиперстеновых гнейсов с пачками мраморов, скаполито-диопсидовых пород, диопсидовых гнейсов и пироксеновых амфиболитов.

Метаморфическая толща сильно дислоцирована и собрана в изоклинальные складки, ориентированные в северо-западном направлении, при вертикальном или очень крутом падении их крыльев. Для всех серий характерно согласное между собою залегание и большая их мощность порядка 20 км.

Складкообразовательные движения, протекавшие в два этапа, сопровождалась синтетектоническими интрузиями. В первый этап формировались массивы гранодиоритов, образовавшие антиклинально-платуны. В следующий этап по трещинам-разрывам изоклинальных складок внедрялись аляскитовые граниты, образовавшие многочисленные пластовые интрузии. С этими гранитами связаны процессы мигматизации и гранитизации метаморфической толщи, а также образование аплитов и пегматитов.

118

В последующую фазу в условиях подвижности боковых пород формировались массивы анортозитов.

После завершения в конце архея складкообразовательных движений гнейсовая толща испытала дизъюнктивные нарушения, в результате чего образовались мощные зоны милонитов и катаклизитов и возникли псевдотехилиты.

С позднеархейским или, не исключено, с раннепротерозойским временем связано образование перидотитов и пироксенитов.¹

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ И ВОЗРАСТНЫЕ ВЗАМОТНОШЕНИЯ
УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

Ультраосновные породы, представленные обычно сильно измененными перидотитами и пироксенитами, встречаются в пределах Анабарского щита в общем неограниченном распространении. В отдельных районах, засиженных геологически в масштабе 1 : 1 000 000, на площади в 8—10 тыс. км² установлено всего лишь несколько выходов таких пород. Однако, судя по детально исследованным участкам в южной части щита, можно полагать, что гипербазиты распространены все же значительно шире. Это видно из опубликованной геологической карте масштаба 1 : 1 000 000 [12] (лист R—48,49), на которой обозначены (не в масштабе) все выходы ультраосновных пород.

Среди исследователей Анабарского щита нет единодушного мнения в вопросе о возрастных взаимоотношениях гипербазитов с гнейсами и кристаллическими сланцами. В связи с этим необходимо привести некоторые фактические материалы.

По данным Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко [11], в верховьях р. Анабара наблюдались крупные чечевичеобразные тела длиной 200—300 м при мощности 50—70 м, вытянутые согласно с простиранием вмещающих их кристаллических сланцев. Выход пироксенита встречен и в верхнем течении р. Кеняда. Авторы пишут: «Пироксенит слагает крупное, линзовидное тело, прослеживаемое по простиранию более чем на 1 км и залегающее согласно с вмещающей его толщей. Контактные ограничения пироксенитового массива в общем параллельны сланцеватости метаморфической серии; но часто пироксенит выдается прихотливыми языками во вмещающие кристаллические сланцы и нередко содержит ксенолиты, образованные ими. В результате контактового воздействия пироксенита на вмещающие его плагноклаз-амфиболовые кристаллические сланцы в последних развивается биотит, образующий крупные, пятнообразные скопления, имеющие групповое расположение. Таким образом, более молодой возраст интрузий пироксенита по отношению к вмещающей его метаморфической толще не вызывает особых сомнений [11, стр. 99].

Ультраосновные породы, приуроченные к бассейну р. Кеняда, наблюдались в 1948 г. также А. А. Межвилк. По его данным, тела таких пород залегают согласно с вмещающими их гнейсами, простираясь по азимуту 320—330° при почти вертикальном падении. Три наиболее крупных тела, встреченные на водоразделе рр. Кеняда-Карап, достигают не менее 1500—2000 м в длину при мощности от 20 до 70 м. Вмещающими породами являются амфиболовые плагногнейсы, амфиболиты, либо лейко- и мезократовые пироксеновые плагногнейсы. Нередко контактирующие породы, в том числе иногда и граниты, катаклизированы, мильонизированы и раздроблены. Этому положению А. А. Межвилк придает большое значение, полагая, что зоны дробления были теми слабыми участками,

¹ После написания этой статьи (начало 1957 г.) автор на основании дополнительного материала пересмотрел вопрос о возрасте ультраосновных пород, который теперь сейчас относится к раннесинорогенным архейским интрузивным образованиям.

119

к которым тяготеют ультраосновные интрузии. Отсюда им делается вывод, что формирование интрузий протекало после процессов динамометаморфизма, сопровождавшихся образованием зон дробления.

В 1953 г. автору настоящей статьи удалось провести некоторые наблюдения в южной части Анабарского шита, подтверждающие в общем выводы, сделанные предыдущими исследователями.

Так, на левом берегу р. Кеняды, в 8,5 км ниже устья ручья Будурхай, расположены отдельные коренные выходы, представляющие собою единое тело ультраосновных пород. Оно залегает среди биотитовых гнейсов и мигматитов, граница с которыми проходит в одном участке в направлении $315-320^\circ$. Северо-западное окончание этого тела терпится в задернованной части склона, а юго-восточное — в русле реки. Длина прослеженной части тела составляет 110 м, а вся длина не превышает 250 м, мощность его около 60 м, в плане оно имеет эллипсоидную форму.

В наиболее крупном выходе ультраосновных пород наблюдались вертикальные трещины отдельности, проходящие по азимуту 250° . В плоскости такой отдельности, образующей стенку обнажения, можно было заметить слабо проявляющуюся полосчатость пород. Простираение этой полосчатости 340° , падение на северо-запад 70° под углом $55-60^\circ$. Изучение отдельных штурфов, взятых из различных прослоев, показало, что состав пород в данном обнажении меняется от амфиболитовых и серпентинизированных перидотитов, в которых пироксены играют подчиненную роль, до оливковых пироксенитов, в которых, наоборот, резко уменьшается доля оливина. Такая разница в составе прослоев свидетельствует о процессах послонной дифференциации, сопровождавших формирование ультраосновных пород.

Наблюдения над этим обнажением интересны и в том отношении, что здесь можно было убедиться в полном отсутствии следов мигматизации в ультраосновных породах или вообще признаков воздействия на них кислых интрузий, несмотря на непосредственную близость гипербазитов в нескольких местах к сильно инъекционным гнейсам. Отсюда напрашивается вывод о более молодом возрасте ультраосновных пород, по сравнению с кислыми интрузиями, вызвавшими мигматизацию кристаллических сланцев. Добавим к этому, что ультраосновные породы прослеживались нами и по правому берегу р. Кеняды, выше устья р. Карап, в нескольких пунктах, но нигде не обнаружено никаких признаков влияния гранитных интрузий.

Противоположное мнение о возрастном положении ультраосновных пород высказали Е. И. Подкопаев и М. Н. Злобин. Первый из них допускал такую возможность, руководствуясь признаком значительной метаморфизованности ультраосновных пород. Более категоричным явилось указание М. Н. Злобина (1949 г.) о том, что в одном обнажении в восточной части Анабарского шита ультраосновные породы секутся тонкими жилками гранитоидов. Однако эти данные не подтверждены фактическим материалом.

Обобщая, таким образом, известные нам данные, можно сказать, что на Анабарском шите ультраосновные породы образуют согласные залежи мощностью в среднем 10—12 м, редко 100 м при длине соответственно в сотни и в отдельных случаях тысячи метров. Включение ультраосновных пород в состав метаморфического комплекса, как это делали некоторые исследователи, является неправильным. Отсутствие следов мигматизации в перидотитовых породах, а также их ксенолитов среди гранитов, проникновение пироксенитов во вмещающие их кристаллические сланцы — все это позволяет считать ультраосновные породы моложе гранитных интрузий. Более того, учитывая, что нигде не встречено катаклизмов или милонитов, образованных за счет этих ультраосновных пород, возраст последних можно еще повысить и отнести их к образованиям более молодым, чем анортозиты. Не исключено даже, что они являются нижнепротерозойскими породами.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

В процессе полевых исследований ультраосновные породы не расчленились на отдельные разновидности. Удалось лишь заметить преобладание в их составе местами роговой обманки, а также наблюдать различия в текстурных особенностях.

Микроскопическое изучение пород¹ показывает, что они претерпели значительные автометаморфические изменения, в результате чего первичный минералогический состав устанавливается далеко не всегда. Эти изменения выражаются главным образом в амфиболитизации и серпентинизации.

В соответствии с минералогическим составом и количественным соотношением минералов ультраосновные породы разделяются на следующие связанные между собою три группы пород: амфиболитизированные и серпентинизированные перидотиты, амфиболитизированные пироксениты и амфиболиты (бесполовошпатовые).

Кроме того, встречаются и некоторые другие разновидности, обогащенные слюдой и клинохлором.

Амфиболитизированные и серпентинизированные перидотиты

Амфиболитизированные и серпентинизированные перидотиты пользуются наибольшим распространением, по сравнению с остальными разновидностями. Это темно-серые или почти черные с зеленоватым оттенком породы, обладающие мелко- или среднезернистой структурой и сланцеватой, реже, массивной текстурой.

Породы состоят из оливина, ромбического, а иногда и моноклинического пироксенов, шпиннели, рудного минерала, изредка флогопита и вторичных минералов — тремолито-эденитовой роговой обманки, серпентина, илдингита, клинохлора и других хлоритов.

Количественные соотношения между первичными минералами, а также отношение последних к роговой обманке подвержены значительным колебаниям. Нередко содержание тремолита достигает 50—60% от всего объема пород. Поэтому выделение разновидностей, основанное на соотношении первичных минералов, является в известной мере условным, поскольку во всегда можно установить природу замещенного роговой обманкой минерала.

Оливин, судя по углу оптических осей, колеблющемуся в пределах $87-90^\circ$, представлен хризолитом с 20—26% фаяллитовой молекулы. Он в различной степени серпентинизирован, что выражается в начальной стадии развитием петельчатой структуры замещения, а в конечной — образованием серпентининовых псевдоморфоз с реликтовыми пятнышками в них оливина (рис. 1). Количество оливина вместе с серпентинином колеблется в большинстве случаев в пределах 30—50% от всей массы породы, хотя иногда они являются явно господствующими минералами. Размер первичных зерен оливина составляет в среднем 0,5—2,5 мм в поперечнике. Контуры зерен обычно резорбированы и в них вдаются зерна тремолита, а иногда последние «лоскутообразно» замещают оливин. В некоторых шлифах все же удается установить идиоморфный облик первичных зерен хризолита со свойственной ему огранкой и даже псевдоморфозы сохраняют иногда боченковидную форму.

Ромбический пироксен по углу оптических осей (-73 до -87°) относится к бронзиту, содержащему 13—20% FeSiO_3 . Низкая железистость подтверждается бесцветностью минерала или слабо проявляющимися иногда розоватым плеохроизмом по Np. В единичных случаях наблюдается косое погасание. Количество бронзита колеблется чаще всего в пределах 10—20%, причем в гардбургитах оно повышается до 30%, а в других разновидностях пироксен вовсе отсутствует. Форма зерен обычно неправильная, хотя в среднезернистых породах присут-

¹ Изучались все образцы, собранные автором, а также другими геологами.

стает частично толстобластинчатый бронзит с длиной отдельных таблиц до 3,5 мкм. Но и здесь контуры зерен извилистые вследствие разбедания их тремолитом. Иногда в пироксене встречаются включения зерен оливина. Очень часто наблюдается замещение бронзита тремолитом, нередко хорошо оgranенным, что производит ложное впечатление дойкилитовых включений. Кроме того, пироксен по трещинкам замещается серпентином или последний облекает его зерна в виде узкой каемки.

Моноклинный пироксен встречается сравнительно редко и присутствует в незначительном количестве. Он такой же, как в пироксенитах и сохраняется обычно в виде реликтовых зернышек среди тремолита



Рис. 1. Серпентинизированный перидотит. Обр. № 513178. без анализатора. X 45 (схематическая зарисовка).

Шпинель встречается в неправильных или округлой формы зернами размером 0,1—0,4 мкм в поперечнике и более мелких. Присутствует в количестве от 1 до 5% в большинстве шлифов. Приурочена чаще всего к псевдоморфозам по оливину. Иногда же включения шпинели наблюдались непосредственно в оливине. С другой стороны, распространены явно ксеноморфные зерна. Характерно срастание шпинели с рудным минералом, причем содержание последнего в сростках достигает в иных случаях 50%. Рудный минерал располагается в виде ветвистых жилок, отдельных участков или облекает шпинель тонкой каемкой. В одном шлифе встречена узкая каемка из слюисто-хлоритовых чешуек.

Амфибол является нередко преобладающим минералом в ряде пород. Он представлен либо зернами неправильной формы, либо хорошо развитыми удлиненными (до 2 мкм) призмами без концевых граней. В поперечном сечении наблюдаются зачастую отчетливые ромбики без пинакоидальных граней. Размер зерен, образующих мелкозернистый агрегат, колеблется в пределах 0,1—1 мкм. Имеются разновидности совершенно бесцветные и слабо окрашенные в шлифе с плеохронизмом от бесцветного до бледно-зеленоватого; иногда же наблюдается чуть заметный желтовато-зеленоватый плеохронизм по Nr и более интенсивный по Ng. Измеренные на федоровском столике углы погасания колеблются от 15 до 22°. Углы оптических осей больше — отрицательные и положительные (—86 до +84°). Последнее обстоятельство, а также повышенные цифры углов

погасания дают основание считать, что амфибол представлен тремолит-эденитом. О примеси эденитовой молекулы можно судить и по химическим анализам, в частности по анализу обр. № 75в, в котором имеется повышенное содержание окиси натрия (0,9%) и высокое содержание глинозема (7,2%) при полном отсутствии шпинели.

Тремолит замещает главным образом ромбические пироксены. Замещение происходит чаще всего путем роста в пироксенах отдельных развитых полосок мелкозернистого агрегата, проникающих в кристаллы глубокими заливками и расчленяющих его на отдельные части, островки. Кроме того, тремолит слагает и самостоятельные участки пород без следов замещаемых им первичных минералов. В тремолите, в свою очередь, развиваются жилки серпентина, а иногда по трещинкам прорастает и рудный минерал.

Серпентин, развиваясь по оливину, образует, как обычно, петельчатую структуру с различной густотой и шириной (до 0,2 мкм) полосок. Он чаще всего бесцветный, иногда зеленоватый или желтоватый и характеризуется волнисто-перебегающим погасанием. Наблюдается постоянная ориентировка Ng параллельно удлинению волокон и направлению жилок; двупреломление сравнительно высокое (белые цвета). Все это позволяет считать серпентин хризотилом. Серпентинизация сопровождается обильным выделением рудного минерала в виде удлиненных линзовидных с бахромчатыми краями полосок, причем ширина этих полосок достигает местами одной трети от всей толщины жилки. Хризотил имеет нередко зональное строение. Так, в одной жилке шириной 0,15 мкм насчитывается шесть зон, различающихся между собой желтоватой или зеленоватой окраской, величиной двупреломления и наличием рудных выделений. Наблюдаются при этом такие детали. Рядом расположенные зеленые полоски отличаются между собой различным положением рудных частичек: перпендикулярно удлинению, сеточным распределением (наподобие «пегматитовых» образований) и параллельно удлинению. Такое зональное строение свидетельствует о постепенности процесса серпентинизации и о смене физико-химических условий, в которых они протекали.

Рудные минералы специально не изучались. Они имеют прежде всего вторичный характер, выделяясь при серпентинизации оливина. Сюда относятся в основном магнетит. Встречаются, однако, зерна размером до 0,2—0,3 мкм изометричной формы, являющиеся, видимо, первичными рудными минералами — магнетитом и хромитом. Последний просвечивает иногда буровато-красным цветом. Б. Н. Рожков, Г. Г. Моор и Б. В. Ткаченко [11] называют, помимо этих минералов, еще ильменит, марказит, замещающий пирротин, пирит и халькопирит.

Иддингсит встречается в небольших количествах, нередко образуясь по оливину. Плеохронизм в буроватых тонах, двупреломление высокое. В иных случаях, при меньшем двупреломлении, мы имеем дело с иддингсит-хлоритовыми продуктами.

Клинохлор встречается во многих шлифах в виде рассеянных бесцветных пластинок. Кроме того, вместе с серпентином в виде небольшой примеси отмечаются низкодвупреломляющие зеленые хлориты. В редких случаях попадают зерна карбоната.

Структура ультраосновных пород по своему происхождению является сложной. Наблюдается сочетание реликтовой первичной структуры с последующими наложенными структурами, возникающими в результате метаморфизма. Наличие слабо резорбированных зерен оливина, являющихся местами в пироксен или включенных в него, почти сохраняющихся граница оливина в некоторых серпентининовых псевдоморфозах — все это свидетельствует о первичной гипидиоморфнозернистой структуре. Однако последняя чаще всего замаскирована извилистостью краев главных первичных минералов, обусловленной разбедующим действием идиобласт

тремолита, и развитием таковых внутри зерен пироксена с образованием псевдопиклитовых прорастаний. Мономинеральные же участки тремолита обладают панидоморфной, а чаще аллотроморфной или даже гранобластовой структурой. И, наконец, усложнение вносится обильной серпентинизацией оливины с возникающей при этом обычной петельчатой структурой.

Внешне сланцеватые породы характеризуются и микротекстурными особенностями. Они выражаются в чередовании узких полосок, сложенных преимущественно оливином или псевдоморфозами по нему, с полосками, в которых преобладает пироксен или тремолит. Заметна при этом иногда и односторонняя ориентировка удлиненных зерен.

Описанная группа ультраосновных пород представлена чаще всего собственно перидотитами, в которых преобладает оливин, с магнетито-серпентиновыми псевдоморфозами по нему, и в подчиненном количестве находятся ромбический и частично моноклиный пироксены. Кроме того, значительным распространением пользуются породы, содержащие, помимо оливины, примерно 15—25% ромбического пироксена. Их можно назвать гарцбургитами. Если в последних появляется некоторое количество моноклиного пироксена, возникают породы, близкие к лерцолитам. Во всех этих случаях при отнесении пород к той или иной разновидности сохраняется доля условности, поскольку значительное количество тремолита маскирует истинное соотношение первичных минералов.

Амфиболизированные пироксениты

Породы, входящие в эту группу, внешне мало или вовсе не отличимы от пород перидотитовой группы, так как и в тех и других в значительных количествах содержится амфибол. Однако встречающиеся местами крупнозернистые разновидности, сложенные главным образом пироксеном характеризуются и внешними отличительными особенностями — массивной текстурой и темно-серым, с зеленоватым оттенком, цветом.

Микроскопическое изучение показывает, что пироксениты состоят в основном из ромбического пироксена, иногда значительного количества моноклиного пироксена или оливины, шпиннели, рудных минералов, обильного амфибола, частично серпентина, клинохлора и иногда флогопита. По количественным соотношениям минералов выделяются следующие разновидности: амфиболизированные бронзититы (преобладающие), амфиболизированные вебстериты и амфиболизированные серпентинизированные оливиновые пироксениты. Последние являются связующим звеном с группой перидотитов.

Ромбические пироксены представлены бронзитом ($2V = -78^\circ$ до -87°) и частью гиперстенем ($2V = -72^\circ$, 21% $FeSiO_3$). Угол между $[001]$ и Ng колеблется в пределах 2—4°, достигая в предельных случаях 8°. В более крупнозернистых разновидностях пироксенитов размер зерна составляет 5—6 мм. Контуры кристаллов неправильные, извилистые. Замечается иногда мозаичное погасание. В некоторых шлифах наблюдается закономерное прорастание крупных зерен бронзита мелкими (0,1—0,2 мм) неправильной формы зернышками моноклиного пироксена. При этом в обоих минералах совершенно совпадают трещины спайности, а показатели преломления настолько близки, что в проходящем свете пироксены не отличимы друг от друга. Скорее всего, здесь имеет место закономерное замещение ромбического пироксена моноклиным, относящееся еще к магматической стадии. Кроме того, наблюдается обильное замещение ромбического пироксена тремолитом, отчего первый из них представлен иногда скелетными зернами.

Моноклиный пироксен занимает обычно подчиненное положение, хотя имеется указание В. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко о преобладающем значении его в некоторых разновидностях пироксенитов. Погасание колеблется от 36 до 42°, $2V = +52 - 54^\circ$, бесцветен. Эти дан-

ные свидетельствуют о близости пироксена к диопсиду. Размер зерен составляет 0,5—1 мм, форма их неправильная; в единичных случаях, там, где моноклиный пироксен сохранился от разведения тремолитом, видны призматические грани и даже грани пинакоида.

Амфибол по виду и по оптическим константам такой же ($2V = -78^\circ$ до $+85^\circ$, $cNg = 16 - 22^\circ$), как в группе перидотитов. В трещинках по нему, как отмечалось, развивается иногда серпентин. Вместе с тем, имеются случаи образования тремолита после возникновения хлоритовых жил. Так, в крупном зерне бронзита (рис. 2, шлиф 48ж/314) проходит хлоритовая жилка, пронизанная табличкой тремолита. В другом



Рис. 2. Кристалла тремолита рассекает жилку хлорита. Обр. № 48ж/314, без анализатора, $\times 45$ (зарисовка).

участке этого же шлифа наблюдается пересечение зерном тремолита пластинки клинохлора. Все это свидетельствует о том, что стадия амфиболитизации определяется значительным температурным интервалом, заканчиваясь весьма низкотемпературной ступенью.

Остальные минералы имеют второстепенное значение, за исключением серпентинизированного оливины, количество которого достигает иногда 10—15%.

Структура пироксенитов, подобно структуре ранее описанных перидотитов, имеет двойное происхождение. Местами сохранилась реликтовая панидоморфнозернистая структура, обусловленная идиоморфным развитием кристаллов пироксена. Однако в результате процессов амфиболитизации господствующей является вторичная аллотроморфнозернистая структура.

Амфиболиты (бесполовшпатовые) с реликтами первичных минералов

Породы, выделенные под этим названием, представляют собой небольшие участки, лянзочки, узкие полоски, наиболее обогащенные вторичной роговой обманкой, что удается подметить иногда даже в отдель-

ных крупных штуфах. Амфиболиты среднезернистые с параллельной или массивной текстурой. Облик амфибола призматически-зернистый, цвет преимущественно темно-зеленый.

Под микроскопом устанавливается большое количество тремолита и значительно меньше — первичных минералов. Последние представлены реликтовыми зернами оливина с примесью единичных зерен моноклиного и ромбического пироксенов, либо только ромбическим пироксеном, количество которого составляет 10—15%. Оливин, как обычно, замещается серпентинитом, с выделяющимся при этом рудным минералом. Ромбический пироксен, иногда со слабо улавливаемым плеохроизмом, встречается в виде неправильных зерен, нередко с узкой темной каемкой, как бы напоминающей опалитовые каемки. Тремолит бесцветный или бледно окрашенный и вполне соответствует таковому вышеописанных пород. Структура преимущественно аллотриоморфнозернистая; следы первичных структур проявляются весьма слабо.

Разновидности ультраосновных пород, обогащенных слюдой и клинохлором

По правобережью р. Кеняды, несколько южнее кварцевой сопки, среди биотито-роговообманковых гнейсов залегает ультраосновное тело мощностью — 2,5 м, сложенное измененными перидотитами и пироксенинами. В одной глыбе перидотита наблюдались обособления неравномернозернистого крупнокристаллического массивного гарцбургита, обогащенного гнездобразно крупными пластинками зеленоватого клинохлора. В 100 км к северо-западу отсюда, по простиранию того же тела, встретились другая глыба, размером около 1 м, представляющая собою внешне почти мономинеральную слюдистую породу.

В состав гарцбургитовой породы входят слабо серпентинизированный оливин ($2V = -87^\circ$), амфиболизированный ромбический пироксен ($2V = -75^\circ$), значительное количество шпинели и много, местами до 30%, пластинок клинохлора. Последние достигают 3—4 мм в длину, имеют чаще всего извилистые края. Они образуют скопления, либо в виде отдельных индивидов ассоциируют с участками серпентинизированного оливина. Клинохлор бесцветен, имеет отрицательное удлинение, грязновато-серую интерференционную окраску (в толстых шлифах оранжевую) и нередко волнистое угасание. $2V = +14^\circ$; $Np = 1,584$; Ng около 1,595 (шлиф № 49/314). В других шлифах, однако, величина угла оптических осей подобного же клинохлора выражается иными цифрами: 30, 35, 38°, причем первые две цифры относятся к различным пластинкам одного и того же шлифа. Встречаются двойники, чаще всего полисинтетические. Все эти данные позволяют относить указанный слюдоподобный минерал именно к клинохлору. Довольно часто в бесцветных пластинках клинохлора различаются узкие полоски рудного минерала, расположенные параллельно общему удлинению. Это свидетельствует о возникновении клинохлора за счет первичного более железистого минерала.

Присутствующая в описываемой породе шпинель, такая же зеленая как в ранее охарактеризованных породах, имеет своеобразное расположение. Она включена в оливин, но чаще в виде сильно удлиненных (до 3 мм) зерен параллельными рядами, иногда вместе с тремолитом и клинохлором, располагается в ромбическом пироксене под углом к одной из его призматической спайности. Морфологические особенности и ассоциация с тремолитом как будто указывают на постерогное происхождение шпинели.

Порода, слагающая вторую глыбу и похожая на слюдистый сланец, характеризуется средним до крупного размером чешуек слюды, имеющей в тонких пластинках коричневатато-шоколадный цвет, приобретающий при выветривании желтоватый оттенок.

Под микроскопом помимо преобладающей слюды обнаруживаются раз-

розненные зерна плагиоклаза № 38, отдельные зерна клиногумита (?) и редкие мелкие зерна тремолита.

Слюда обнаруживает плеохроизм по Ng буровато-коричневый и по Nr — желтый. В общем интенсивность окраски меньше, чем у биотита. По коноскопической фигуре минерал одноосный отрицательный. Наибольший показатель преломления равен 1,605 (496/314), что, по Винчеллу, свидетельствует о принадлежности слюды к разностям, промежуточным между истонитом и сидерофиллитом, или к бедному железом обычному биотиту.

Клиногумит (?) занимает подчиненное положение, находясь в виде короткостолбчатых зерен. Бесцветен, $2V = +80$, $Ng - Nm = 0,012$, в некоторых разрезах видны простые и подсинтетические двойники, светлого преломление примерно как у форстерита, спайность отчетливая.

Происхождение описанной породы неясно, ибо она встречается в виде одиночной глыбы и взаимоотношения как с перидотитами, так и с вмещающими породами остались неизвестными. Нахождение плагиоклаза, притом сравнительно кислого, позволяет предполагать, что порода образовалась в результате воздействия ультраосновной магмы на отторженец базальной породы. Этим можно было бы объяснить и повышенную железистость слюды по сравнению с чисто магнезиальными слюдами, свойственными некоторым разновидностям перидотитов.

Что касается породы, обогащенной клинохлором, то она не представляет исключения из ряда автометаморфизованных перидотитов и пироксенитов. Различие только количественное; клинохлора здесь значительно больше, чем в других породах, а тремолита меньше, причем оба этих минерала знаменуют собою развитие постмагматического процесса

О ХИМИЗМЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

О химическом составе ультраосновных пород можно судить на основании анализа семи образцов, взятых из различных пунктов южной части Анабарского шита (табл. 1). Приведем краткую характеристику анализированных образцов.

Анализ 1. Серпентинизированный перидотит. Плотная темно-зеленая порода, «существенно состоящая из петельчатого серпентина, мелкие зерна гиперстена, оливина и значительно реже клинопироксена и роговой обманки имеют весьма подчиненное значение» (Б. Н. Рожков, Г. Г. Мор и Б. В. Ткаченко — 11, стр. 92).

Анализ 2. Амфиболизированная серпентинизированная ультраосновная порода. Образец взят А. А. Межвилком на правом берегу р. Кеняды в 2,5 км северо-восточнее караской сопки. Среднезернистая сильно измененная порода. Реликтовые зерна оливина и серпентина занимают третью часть породы. Преобладает роговая обманка с едва заметным зеленоватым оттенком, угол погасания — 15° . В значительном количестве присутствуют шпинель и рудный минерал; встречаются пластинки клинохлора.

Анализ 3. Среднезернистый пироксенит (вебстерит). Образец взят в среднем течении р. Кеняды (коллекция Г. Г. Моора). Темно-серая с зеленоватым оттенком массивная порода. Преобладает моноклиновый пироксен, подчиненное значение имеют гиперстен и роговая обманка. Встречаются редкие мелкие зерна апатита и рудного минерала.

Анализ 4. Амфиболизированный пироксенит. Образец взят Г. И. Кириченко на левом берегу р. Кеняды в 8,5 км к югу от устья р. Будархай. Описание не имеется.

Анализ 5. Амфиболизированный пироксенит. Взят Г. И. Кириченко на правом берегу р. Кеняды, в 1 км ниже устья ручья Кварцитового. Порода представлена существенно бронзитом ($2V = -81^\circ$) и преобладающей бесцветной роговой обманкой. Присутствуют также рудный минерал и идидингситоподобные минералы.

Таблица 1

Химический состав ультраосновных пород

Компоненты	1		2		3		4		5		6		7		
	весовые проценты	молекулярные кол-ва	весовые проценты	молекулярные кол-ва	весовые проценты	молекулярные кол-ва	весовые проценты	молекулярные кол-ва	весовые проценты	молекулярные кол-ва	весовые проценты	молекулярные кол-ва	весовые проценты	молекулярные кол-ва	
SiO ₂	39,31	655	44,29	738	50,41	840	48,50	808	48,70	811	38,82	611	44,16	738	
TiO ₂	0,19	0,15	0,39	0,05	0,48	0,06	0,44	0,05	0,32	0,04	0,11	0,01	0,18	0,03	
Al ₂ O ₃	4,00	0,39	7,50	0,74	4,98	0,48	6,60	0,65	6,93	0,68	3,88	0,38	7,21	0,71	
Fe ₂ O ₃	5,06	0,31	5,18	0,33	2,75	0,17	2,00	0,12	1,85	0,12	9,00	0,56	5,91	0,37	
FeO	4,41	0,61	6,53	0,30	7,42	0,33	8,31	0,15	7,68	0,17	1,85	0,26	3,65	0,51	
MnO	0,17	0,03	0,17	0,03	0,17	0,03	0,14	0,01	0,05	0,01	0,16	0,03	0,16	0,03	
MgO	33,00	825	24,10	602	18,07	450	23,83	590	21,51	533	34,78	863	24,41	605	
CaO	2,90	0,82	7,20	129	14,26	254	7,49	134	8,34	148	2,15	0,39	7,58	136	
Nb ₂ O ₅	0,03	—	0,15	0,02	0,48	0,08	0,32	0,05	0,40	0,05	0,09	0,02	0,89	0,15	
K ₂ O	0,03	—	—	—	0,20	0,02	0,63	0,06	0,29	0,03	0,05	0,01	—	—	
P ₂ O ₅	0,03	—	0,07	—	0,09	—	—	—	—	—	0,02	0,02	—	—	
C ₂ O ₃	—	—	—	—	—	—	0,28	—	0,38	—	0,25	0,02	0,28	0,02	
NiO	—	—	—	—	—	—	0,11	—	0,09	—	0,20	0,04	0,26	0,03	
Σ	10,29	—	4,31	—	0,92	—	1,53	—	2,96	—	9,58	—	4,38	—	
H ₂ O < 110°	0,61	—	0,42	—	0,10	—	0,18	—	0,14	—	0,78	—	0,66	—	
Сумма	100,03	—	100,31	—	100,33	—	100,39	—	99,64	—	99,72	—	99,75	—	
H ₂ O > 110°	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	9,50	—	3,70	—	
Аналитик	Н. К. Сироткина	А. В. Локшина	М. Н. Васильева	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер	А. Э. Шпидлер

Анализ 6. Серпентинизированный перидотит. Образец взят М. И. Рабкиным на левом берегу р. Ксаяды, в 8,5 км к югу от устья р. Бульурхай. Порода состоит в основном из серпентина с реликтами оливинита. В значительном количестве присутствует эденит-тремолитовая роговая обманка. Подчиненное положение занимают моноклиновый пироксен, шпинель, рудный минерал, пластинки клинохлора и карбонат.

Анализ 7. Амфиболизированный серпентинизированный гарцбургит. Образец взят М. И. Рабкиным там же. Порода отличается от предыдущего образца наличием в значительном количестве бронзита (2V = -87), меньшим содержанием оливинита с серпентином и большим количеством бледно-зеленоватой роговой обманки.

Из приведенной характеристики образцов и данных табл. 2 видно, что между названиями пород по минералогическому и химическому составу имеется некоторое расхождение. Это обусловлено метаморфизованностью пород — главным образом их амфиболлизацией. В названиях, основанных на изучении шлифов, отражаются одновременно первичный минералогический состав пород и результаты наложившихся процессов, тогда как химическим анализом фиксируется вещественный состав уже измененной породы. Так, например, отсутствие признаков существования ранне-разновидностей с первичной роговой обманкой делает неприемлемым название верлит. Между тем, исходя из химического состава формально, такое наименование вполне обосновано. Этим же можно объяснить расхождение в названиях и некоторых других разновидностей.

Принадлежность ультраосновных пород Анабарского щита к двум главным группам — перидотитам и пироксенитам, — несмотря на наложившиеся вторичные процессы, все же хорошо выражается в их химизме, в первую очередь, в содержании кремнезема. В серпентинизированных, но слабо амфиболизированных перидотитах количество кремнезема составляет 37—39% (анализы 1,6), а в пироксенитах оно повышается до 50%.

Специфичность анабарских ультраосновных пород выражается и в повышенном содержании в них глинозема и извести. Даже в перидотитах количество глинозема не снижается меньше 3,88%. Частично глинозем связан с наличием в некоторых разновидностях шпинелей. Однако в ряде анализированных пород (№ 3, 5, 7), в которых шпинель вовсе отсутствует, но содержится много амфибола, количество глинозема достигает 7%. Это обстоятельство позволяет относить такой амфибол, с учетом оптических данных, к тремолит-эденитовому ряду, что подтверждается и наличием в породах некоторого количества окиси натрия (до 0,9%). Можно предполагать, что образование глиноземистого амфибола связано с значительным содержанием в первичных породах моноклинового пироксена дилоксид-авгитового ряда, присутствовавшего вместе с ромбическими пироксенами. Следовательно, в начальной стадии формирования пород среди перидотитовой группы господствовали, по-видимому, перидотиты, а среди пироксенитов — вебстериты.

Из второстепенных окислов обращает на себя внимание присутствие в породах Cr₂O₃ в пределах 0,25—0,38% и NiO в количестве 0,09—0,26%. Кроме того, в работе Б. Н. Рожкова, Г. Г. Моора и Б. В. Ткаченко [11, стр. 100] приводятся цифры, указывающие на возрастание в некоторых случаях количества хрома до 1,18%. Там же отмечается случай содержания в перидотитах кобальта в пределах до 0,17%. Присутствие Cr₂O₃ связано в основном со шпинелью, а не с хромитом. Об этом можно судить по редкой встречаемости последнего в шлифах и крайне редких находках хромита в шлифах в пределах территории кристаллического щита.

Присутствие в породах никеля и кобальта связано не с сульфидной вкрапленностью, встречающейся лишь спорадически, а с оливином.

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Таблица 2

№ анализа	a	c	v	s	Q	f'	m'	c'	Название породы*
1	—	2,3	55,0	39,7	-22	14	8,5	1	перидотит лернолит
**	1,3	1,9	57,4	39,4	-25	11,2	86,1	2,7	лернолит
2	0,2	4,3	50,1	45,4	-14	19	74	7	перидотит верлит
**	2,8	1,9	50,4	44,9	-18	20,9	67,1	12	верлит
3	1,2	2,2	47,1	49,5	-6	16	55	29	вебстерит вебстерит
4	1,3	3,2	47,7	47,8	-10	17,4	72,8	9,8	пироксенит вебстерит
5	1,1	3,6	45,8	49,5	-7	17,5	70,7	11,8	пироксенит вебстерит
**	1,1	1,4	48,5	49	-6	12,3	69,2	18,5	вебстерит
6	0,4	2,2	60,6	36,9	-19	14,1	85,7	0,2	перидотит гарибургит
**	0,6	0,3	63,2	35,9	-20	10	88,6	1,4	гарибургит
7	1,8	3,6	49,6	45,1	-17	15,7	74,9	9,4	гарибургит верлит

Примечание. * Против номера каждой анализированной породы приводятся два наименования: по микроскопическим данным (верхняя строчка) и по химизму (нижняя строчка).

** В этих строчках приводятся для сравнения числовые характеристики средних составов пород по Дали. Данные заимствованы из работы А. Н. Заварицкого [3].

И действительно, повышенное содержание никеля и кобальта отмечается в перидотитах, наиболее богатых оливином. Близость ионных радиусов этих элементов и магния вполне благоприятствует совместному нахождению.

О ГЕНЕЗИСЕ УЛЬТРАОСНОВНЫХ ПОРОД

На происхождение ультраосновных пород Анабарского шита существуют две точки зрения.

Некоторые геологи, как уже упоминалось, включали эти породы в общий состав метаморфического комплекса, рассматривая их тем самым как образования, претерпевшие полную перекристаллизацию вместе с другими вмещающими их породами, подобно тому как на Алданском шите Д. С. Коржинский [4] выделял ультраосновные и весьма основные кристаллические сланцы, претерпевшие в целом метаморфизм под влиянием гранитных интрузий. Этого взгляда на происхождение ультраосновных пород алданские геологи придерживаются до сего времени.

Иная точка зрения на взаимоотношение ультраосновных пород с кристаллическими сланцами Анабарского шита была выражена Г. Г. Моором, а затем А. А. Межвилком. Автор настоящей статьи, присоединяясь в общем к этой точке зрения, имеет и некоторые другие соображения относительно процесса формирования ультраосновных пород.

Прежде всего, можно уверенно говорить об отсутствии оснований включать ультраосновные породы в состав гнейсового комплекса. Если бы перидотиты и пироксениты внедрялись послыно в первично осадочные или вулканогенные толщи и претерпели вместе с ними стадию регионального глубинного метаморфизма, то в таком случае исчезли бы следы аутометаморфизма и возникли бы структуры и минералогические ассоциации, соответствующие этой глубинной стадии. И действительно, диопсидо-скаполитовые породы и другие, связанные генетически с мраморами и кальцифирами разновидности, близкие по составу к ультраосновным породам, и вообще все члены гнейсовой толщи почти не затронуты постронными процессами. Между тем, перидотиты и пироксениты в главной своей массе сложены низкотемпературными минералами. Следовательно, внедрение ультраосновной магмы в гнейсовую толщу и ее кристаллизация происходили после завершения процесса регионального метаморфизма.

Заметим кстати, что на Южно-Енисейском кряже, по данным Ю. А. Кузнецова [5], встречены линзообразные тела ультраосновных пород, залегающие среди гранатовых гнейсов с резкими контактами. Интересно, что, как отмечает Ю. А. Кузнецов, минералы, входящие в состав этих ультраосновных пород, «исключительно свежи, в частности, нет никаких следов аутометаморфических процессов даже в оливине нет и признаков серпентинизации» [5, стр. 25]. Приведенные данные указывают, во-первых, на существование в других шитах древнейших ультраосновных пород, претерпевших перекристаллизацию совместно с гнейсовой толщей, и, во-вторых, на отсутствие в таких случаях следов аутометаморфизма, что подтверждает правильность высказанных выше соображений.

Менее достоверно устанавливаются возрастные соотношения между ультраосновными породами и гранитными интрузиями и мы пользуемся в решении этого вопроса косвенными данными.

В общем происхождение ультраосновных пород представляется автором в следующем виде.

После завершения складкообразовательных процессов, сопровождавшихся региональным метаморфизмом гнейсовой толщи и внедрением гранитных интрузий, вызвавших ее мигматизацию, после возникновения мощных зон мионолитов и катаклазтов — начали формироваться перидотитовые и пироксенитовые породы. Путями продвижения ультраосновной магмы служили трещины, располагавшиеся согласно с общим простиранием гнейсовой толщи. Пока нет достаточно определенных данных для суждения о морфологии таких тел. Возможно, что трещины были согласные по простиранию, но не согласные (более пологие) по падению. Важно, однако, другое. Заполнение трещин ультраосновной магмой происходило в условиях пассивного поведения вмещающих кристаллических сланцев, благодаря чему в перидотитах и пироксенитах не наблюдается следов протеклаза. Застывание магмы происходило в процессе ее движения и сопровождалось кристаллизационной дифференциацией с некоторым расщеплением вещества, что обусловило появление перидотитов, пироксенитов и промежуточных разновидностей в пределах одних и тех же тел. Пока неизвестны детали данного процесса, но результаты его сказываются в постоянной ассоциации упоминавшихся разновидностей.

О порядке выделения минералов в процессе кристаллизации, особенно в связи с плохой сохранностью первичных структур, судить трудно. По спорadicким наблюдениям над реликтами гипидиоморфнозернистых структур можно полагать, что из главных породообразующих минералов в первую очередь выделялся оливин, затем ромбический пироксен и далее моноклиновый пироксен. При этом бронзит или гиперстен подпергались резорбиции и замещению моноклиновым пироксеном.

Своеобразное положение занимает шпинель. В большинстве случаев она ксеноморфна и в то же время включена в оливин и в ромбический пироксен, причем в последнем она располагается закономерными па-

параллельными прерывистыми рядами. Вместе с тем шпинель развивается и мезостатически, как и рудный минерал.

Двойное поведение шпинели близко напоминает таковую из ультраосновных пород северо-западной части Кольского полуострова, описанных А. А. Полкановым. Последний для объяснения образования шпинели ссылается на Эккермана, который предполагает, что «шпинель могла возникнуть при образовании кальцийсодержащего гиперстена при участии анортита магматического расплава по реакции: анортит + гиперстен + оливин — гиперстен (кальцийсодержащий. — М. Р.) + шпинель» [8, стр. 216]. При таком допущении удовлетворительно объясняется ксеноморфизм шпинели, включенной в анабарских породах чаще всего как раз в ромбическом пироксене. Однако слабым звеном в этом рассуждении является недоказанность химических особенностей ромбического пироксена в смысле действительного содержания в нем железа.

Итак, допуская элемент гипотетичности, можно представить себе, что порядок кристаллизации перидотитов и пироксенитов происходил по такой схеме: шпинель — оливин — (гиперстен + шпинель) — моноклинный пироксен. Процессы кинематики способствовали некоторому расслоению вещества с образованием полосатых перидотит-пироксенитов.

Весьма активно протекала постмагматическая детальность. Если формирование большинства перидотитовых месторождений сопровождается главным образом явлениями серпентинизации, то специфичность месторождений ультраосновных пород Анабарского щита заключается в развитии в широких масштабах процессов амфиболизации. Амфиболизации подвергаются ромбические пироксены, еще в большей мере, возможно, моноклинные пироксены и частично оливин. Процесс амфиболизации весьма растягивается по времени и по температурному интервалу. О последнем свидетельствуют отмечавшиеся выше факты, когда, с одной стороны, тремолит подвергается серпентинизации, а с другой стороны, жилки хлорита или серпентин-хлорита пересекаются отдельными кристаллами амфибола последующей генерации. Все это указывает на явления аутометаморфизма, а не на результаты глубинного высокотемпературного метаморфизма.

Что касается встреченной слюдистой породы, представляющей, видимо, шшировое обособление в теле перидотита, то ее появление обусловлено скорее всего воздействием ультраосновной магмы на отторженец боковой породы.

Наконец, проблемным вопросом, на который сейчас трудно найти удовлетворительный ответ ввиду недостаточности материала, является вопрос о рассеянном типе месторождений ультраосновных пород, о их средоточенности. Может быть, на глубине находятся крупные обособления ультраосновных пород, а на современной поверхности обнажаются лишь мелкие залежи, связанные территориально и генетически с нескрытыми еще глубинными массивами.

ЛИТЕРАТУРА

1. Бетехтин А. Г. О метаморфических породах, образующихся за счет ультраосновных изверженных пород. Сборн. «Вопросы петрографии и минералогии». Издат. АН СССР, 1939.
2. Заварицкий А. Н. Перидотитовый массив Рай-Из на Полярном Урале. Труды ВГРО, 1932.
3. Заварицкий А. Н. Введение в петрохимию изверженных горных пород. Издат. АН СССР, 1950.
4. Коржинский Д. С. Петрология архейского комплекса Алданской плиты. Труды ЦНИГРИ, вып. 86, 1936.
5. Кузнецов Ю. А. Петрология докембрия Южно-Енисейского края. Матер. по геол. Зап. Сиб. Издат. Зап.-Сиб. геол. упр., 1941.
6. Лодочников В. Н. Серпентин и серпентиниты ильчирские и другие. Труды ЦНИГРИ, вып. 38, 1936.

7. Полканов А. А. Геолого-петрологический очерк сев.-зап. части Кольского полуострова. Издат. АН СССР, 1935.

8. Полканов А. А. Гравитационное фракционирование твердой фазы и кристаллизационная дифференциация. Сборн. «Вопросы петрографии и минералогии» Издат. АН СССР, 1953.

9. Рабкин М. И. Геологическое строение юго-западной части Анабарского массива. Труды Инст. геол. Арктики, т. XX, 1951.

10. Рабкин М. И., Ткаченко Б. В. Докембрий Анабарского массива. Матер. лаборат. геол. докемб., вып. 2, Издат. АН СССР, 1954.

11. Рожков Б. Н., Моор Г. Г., Ткаченко Б. В. Материалы по геологии и петрографии Анабарского массива. Труды Аркт. инст., т. LXVI, 1936.

12. Савицкий В. Е., Рабкин М. И., Марков Ф. Г., Гроздильов А. Л. Объяснительная записка к государственной геологической карте СССР масштаба 1:1 000 000, лист R-48, 49, Л.—М., 1957.

13. Соболев В. С. Значение железистости фемических минералов и вспомогательные диаграммы для определения состава биотитов, роговых обманок и ромбических пироксенов Минер. сборн. Львовск. геол. общ. № 4, 1950.

В. Д. ДИБНЕР

ВОЗМОЖНАЯ ДИАПИРОВАЯ СТРУКТУРА В БАСЕЙНЕ РЕКИ ПЯСИНЫ

Начиная с конца 30-х годов, в западной части Таймырской депрессии стали проводиться геологические съемки масштаба 1:1 000 000, реже масштаба 1:200 000, имеющие целью изучение геологического строения этой, как известно, перспективной в отношении нефтеносности территории. Однако ввиду почти сплошного распространения мощного пласта четвертичных отложений эти съемки дали очень мало материала для суждения о характере мезозойских и палеозойских отложений вообще и о слагаемых последними структурах в частности.

Естественные выходы дочетвертичных отложений на западе Таймырской депрессии крайне редки и обычно весьма малы по размерам; поэтому их геоструктурная природа выяснена лишь там, где вслед за геологической съемкой были поставлены геофизическая разведка и бурение. Подобные работы до последнего времени проводились лишь на непосредственно выходящих к Енисею участках (Малохетская, Яковлевская и другие структуры Усть-Енисейского района). Что же касается основной части рассматриваемой территории, то о скрытых здесь под четвертичными отложениями структурах можно строить только догадки. К таковым, в частности, относится достаточно давно высказанное, — хотя никем до сих пор не доказанное, но никем и не опровергнутое, — предположение В. Н. Сакса о том, что большинство известных выходов мезозоя на западе Таймырской депрессии представляет собой почти нацело захороненные соляно-купольные структуры.

Новые перспективы для познания структуры депрессионных областей Лено-Енисейского севера открывают региональные геофизические исследования с применением авиации. Однако эти работы преследуют цель нарисовать лишь основной тектонический фон и установить главнейшие геоструктурные элементы депрессии. Выявление же конкретных структур, которые могут быть ловушками нефти, остается по-прежнему невозможным без детальных геологоразведочных и, в первую очередь, наземных геофизических работ.

Большую помощь в выявлении нефтеносных структур могут оказать геоморфологический и гидрологический методы, основанные на изучении новейших движений, которые в ряде случаев косвенно, а иногда и прямо отражают как ныне растущие, так и погребенные структуры. В настоящей заметке имеется в виду описать один исключительно интересный участок проявления молодой тектоники, обусловившей четкую морфологическую выраженность одной из структур купольного типа среди аккумулятивного рельефа. Этот участок, расположенный в бассейне левых притоков р. Пясины (72°40' с. ш. и 88°00' в. д.), представляет собой интересный объект для изучения перспективных на нефть структур.

В сентябре 1952 г., во время полевых работ геофизической экспеди-

ции Научно-исследовательского института геологии Арктики на Западной Таймыре автор настоящего очерка обнаружил на аэрофотоснимках необычной формы холм, возвышающийся в излучине, образованной рр. Нижней Буотонкагой и ее притоком Худытой (бассейн р. Пуры). Этот холм, названный нами Круглый (абсолютная высота 158 м, относительная высота 100—120 м), отличается на редкость правильной, приближающейся к шаровому сегменту формой, имеет 3,5 км в поперечнике и рельефою возвышается над окружающей местностью. Его поверхность почти полностью задернована. Дренаж холма Круглого осуществляется правильной радиальной сетью сравнительно неглубоко врезанных многочисленных ложков. Тальвеги ложков, достигая подножья холма, сливаются с руслами оконтуривающих его речек, одна из которых является притоком р. Худыты, а другая — р. Буотонкаги. Указанные речки подчеркивают округлую (в плане) форму холма и отделяют его почти по всему периметру от поймы рр. Худыты и Буотонкаги; на юго-востоке одна из этих речек отделяет холм от сложенного зырянскими песками соседнего участка (рис. 1).

Аэровизуальные наблюдения подтвердили почти полную задернованность поверхности холма; исключение представляют только его привершинные части, где наблюдаются высыпки грязно-желтых песков. На задернованных склонах кое-где зафиксированы единичные глыбы или плоские окатанные валуны серой породы (по-видимому траппы). В тальвегах ложков видны неширокие полосы крупнообломочного материала, представляющего собой, возможно, вымытые из холма в половодье валуны и гальку (?). К югу от холма Круглого р. Буотонкага и ее мелкие притоки врезаны в высокую (около 30 м) каргинскую (?) террасу, сложенную светло- и темно-серыми глинами. По ряду объективных причин наземные геологические и геофизические исследования холма Круглого осуществить не удалось. Однако уже имеющиеся данные позволяют высказать некоторые соображения в пользу структурного происхождения этого холма.

Об эндогенном происхождении холма Круглого свидетельствуют: 1) особенности его морфологии, 2) необычные горизонтальные и вертикальные размеры и 3) особенности эрозийного расчленения. Кроме того, наличие оконтуривающих холм речек убедительно говорит об эндогенном происхождении как самого холма, так и окружающей его ложбины.

Структурная природа холма Круглого хорошо согласуется с его местоположением в северной части Таймырской депрессии — там, где происходит погружение складчатых структур Вырранга. В районах такого типа, как известно, обычны процессы куполообразования. Следует также указать, что в восточной части Таймырского полуострова в той же геотектонической зоне находится известная по работам Т. М. Емельянцева и П. С. Воронова сопка Белая, морфологически весьма сходная с холмом Круглым. В районе этой сопки, так же как и в районе холма Круглого, имеет место неглубокое залегание палеозойских пород.

Не случайным кажется и то, что в обоих районах известно наличие целого ряда крупных озер, котловинных которых имеют прямоугольные очертания и чередуются с возвышенными участками рельефа, к которым приурочены выходы коренных (палеозойских и мезозойских) пород. Можно предполагать, что в этих частях Таймырской депрессии интенсивно проявляются молодые движения, вызывающие образование ряда крупных брахиструктур. Последние в процессе их роста усложняются разрывными дислокациями, по линиям которых формируются прямоугольные озерные котловинны. Примеры подобных явлений известны в ряде нефтеносных районов средних широт. Такие образования, как сопка Белая и холм Круглый, являются, очевидно, морфоструктурами более низкого порядка, но генетически также связанными с проявлениями молодых движений.

Эти предположения уже сейчас находят подтверждение в материалах

региональной аэромагнитной съемки, производившейся над Таймырской депрессией в том же 1952 г. экспедицией Научно-исследовательского института геологии Арктики. При сравнении небольшой части карты магнитных аномалий Анабаро-Енисейского междуречья с геологической картой, составленной автором для северо-западного угла этой территории, бросается в глаза ряд закономерных совпадений геолого-геоморфологических контуров с контурами крупных аномальных площадей.

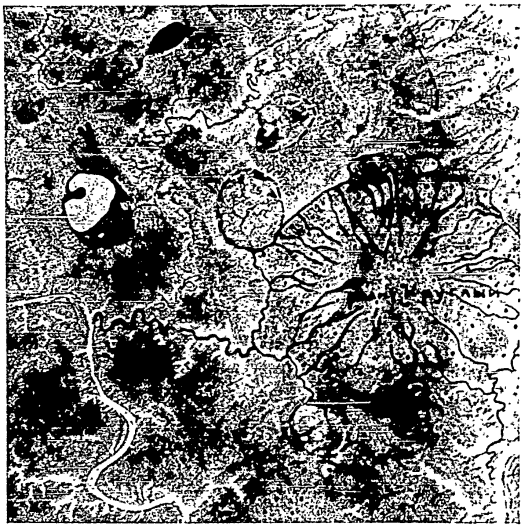


Рис. 1. Холм Круглый. Точками показаны участки развития зырянских отложений, некрапленный фон — пойменная и каргинская (?) террасы.

Не имея возможности детально останавливаться на этом вопросе, укажем лишь, что отрицательные магнитные аномалии обычно совпадают с площадями широкого развития озерно-речных и морских террас, с низинами языковых бассейнов зырянского оледенения, выполненных заандрами и озерно-ледниковыми отложениями, и другими участками штирнинно-равнинного рельефа. Положительные магнитные аномалии, наоборот, локализуются на площадях развития возвышенно-холмистого аккумулятивного (камового и т. п.) рельефа. Среди последнего в глубоких эрозионных врезках обычны выходы древних горизонтов четвертичных отложений и реже — мезозойских и даже палеозойских пород. Эти закономерности говорят, по мнению автора, о наличии в указанной части Таймырской депрессии пород повышенной магнитности, в частности, туфо-лавовой толщи пермо-триаса, которые имеют тенденцию в одних частях к поднятию, а в других — к погружению. Такие колебательные движения обуславливают на рассматриваемой территории распределение ледниковых, морских и озерно-речных фаций и связанных с ними форм рельефа.

Морфоструктура холма Круглого приурочена к довольно крупной (до 800 гамм) положительной аномалии, локализующейся в районе обнаруженных нами при аэрогеологических работах мелких выходов туфо-лавовой толщи пермо-триаса. Холм Круглый расположен на оси этой вытянутой в северо-восточном направлении аномалии, в 10 км к юго-западу от ее максимума (рис. 2). Эти данные говорят о косвенной генетической

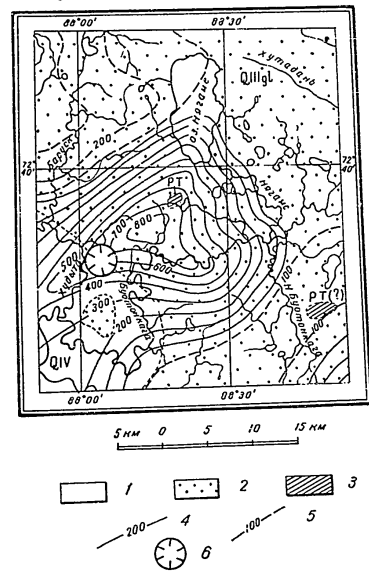


Рис. 2. Район холма Круглого.

1 — пойменная и каргинская террасы; 2 — зырянские (ледниковые) отложения; 3 — туфо-лавовая свита пермо-триаса; 4 — положительные магнитные аномалии (в изогаммах); 5 — отрицательные магнитные аномалии; 6 — холм Круглый.

связи структуры холма Круглого с движениями, обусловившими в ряде пунктов выход на дневную поверхность пород туфо-лавовой толщи.

Все это, а также описанные выше особенности гидросети холма Круглого, отражает структуру «разбитой тарелки», ныне растущего и вместе с тем растрескивающегося купола. Ввиду того, что в близлежащей части хребта Бырранга (р. Тарей) известны гидрохимические осадки девонского возраста, есть некоторые основания предполагать, что купол холма Круглого имеет диапировую природу.

Это предположение становится еще более вероятным, если учесть сравнительно большую крутизну склонов, что никогда не наблюдается у структур чисто тектонического происхождения. Холм Круглый, возможно, является омоложенным в четвертичное время аналогом Яковлевской структуры (Усть-Енисейский район), с которой он очень сходен разме-

рами и формой. По последним данным (А. И. Бочарникова), Яковлевская структура представляет собой несколько асимметричное (возможно со сброшенной юго-восточной частью) куполовидное поднятие меловых отложений, погребенное под четвертичными осадками и, в противоположность холму Круглому, совершенно невыраженное в рельефе.

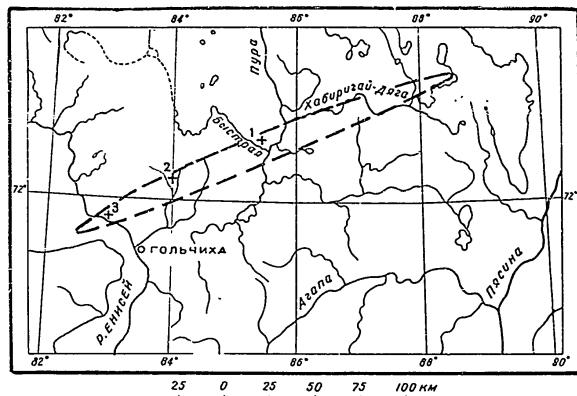


Рис. 3. Северо-западная часть Таймырской депрессии. Холм Круглый. Крестиком показаны выходы нижне- и верхнемеловых отложений: 1 — нижний мел в устье р. Бystрой; 2 — нижний мел в верховьях р. Гольчиха; 2 — верхний мел в устье р. Чайка; пунктир — намечающийся антиклинальный вал, к которому приурочены выходы мела и структура холма Круглого.

На западно-юго-западном продолжении оси положительной магнитной аномалии, к которой приурочен холм Круглый, известно еще несколько выходов меловых отложений, по которым намечается антиклинальное валобразное поднятие, протягивающееся от холма Круглого до устья р. Чайка на Енисее (рис. 3).

Все вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что изучение холма Круглого как возможной нефтяной структуры представляет большой практический интерес. С другой стороны, этот объект может оказаться эталонным для расщифровки других, значительно хуже выраженных в рельефе структур. Все это говорит о необходимости прежде всего провести на этом участке комплексные гравимагнитные и наземные геологические исследования. Организацию этих работ можно было бы осуществить, базировавшись на аэропорт Тарей, от которого холм Круглый отстоит всего на 90 км.

П. С. ВОРОНОВ и И. С. ЕГОРОВА

АНАЛИЗ ОРИЕНТИРОВКИ СПРЯМЛЕННЫХ УЧАСТКОВ РЕЧНЫХ ДОЛИН ЮГО-ВОСТОЧНОГО ТАЙМЫРА ДЛЯ ИЗУЧЕНИЯ НЕОТЕКТониКИ

Как известно, тектонические процессы, протекающие в недрах земли, являются одним из главных факторов в образовании и развитии рельефа нашей планеты. В настоящее время это настолько очевидно, что вряд ли нуждается в каких-либо новых доказательствах [4].

Тектонические процессы влияют на формирование поверхности Земли как непосредственно, за счет поднятий и опусканий определенных частей ее коры (явления I порядка), так и косвенно, за счет различной степени сложности тектонической структуры этих частей, созданной упомянутыми процессами на протяжении предшествующих этапов развития Земли и подвергающейся денудации со стороны экзогенных сил (явления II порядка).

Опыт геоморфологических и тектонических наблюдений последних лет показывает, что в областях развития молодых тектонических движений, особенно проявляющихся на локальных площадях, направления вновь возникающих складок, как и сами складки, в случае быстрого их роста (или в случае замедленного темпа денудации) могут и должны отражаться в рельефе. В этом отношении достаточно привести хотя бы классический пример Таманского и Керченского полуостровов с их молодыми неогеновыми складками, прекрасно выраженными в рельефе. То же явление, очевидно, должно иметь место и на Крайнем Севере, где процессы денудации значительно ослаблены консервирующим действием сурового арктического климата. Поэтому здесь вновь возникающие структурно-тектонические формы, даже при наличии рыхлых осадков, имеют большие основания сохраниться и отразиться в рельефе, чем их аналоги в более южных широтах, где эрозия действует в течение более длительного времени.

Та же консервационная особенность арктического климата делает речную сеть Крайнего Севера наиболее чутким реагентом на всякие изменения состояния уклонов местности и, следовательно, на молодые тектонические движения. Так, в однородной толще рыхлых осадков, скованных «вечной» мерзлотой, поверхностные воды всегда стремятся скатываться с поверхности рельефа (в том числе и с поверхности поднятий, возникших и продолжающих расти в силу тектонических причин) по кратчайшему пути. Кроме того, всякие подвижки жесткого фундамента таких толщ по прямолнейным разломам должны, по-видимому, отражаться в толщах в виде прямолнейных ослабленных зон (зон «раструски»), к которым также будут приспосабливаться речные долины.

Основываясь на указанном соображении, один из авторов этой статьи в свое время высказывал предположение, что меридиональное спрямление средней части долины р. Гусихи — крупной реки юго-восточного Тай-

мира, можно объяснить присутствием в пределах нижерасположенного участка складчатого фундамента депрессии крупного регионального разлома, подвижки по которому происходили, очевидно, на протяжении всего четвертичного периода. Правильность такой трактовки была полностью подтверждена в дальнейшем аэромагнитной съемкой этой территории, произведенной Д. В. Левиным и С. М. Крюковым. Упомянутые исследователи установили наличие на данном участке Таймырской депрессии среди палеозойских пород ее ложа именно такой разрыв сплошности слоев, какой предполагался П. С. Воронцовым [1].

Тем самым широко распространенное в Таймырской депрессии явление — спрямление речных долин (часто на протяжении десятков километров) находило себе простое и естественное объяснение, хотя и казалось раньше достаточно странным, ибо Таймырская депрессия является, как известно, область аккумуляции и для ее гидросети характерно преобладание оттопа не глубинной, а боковой эрозии.

Таким образом, трактовка спрямленных участков речных долин Таймырской депрессии в качестве отражений живых тектонических швов ее складчатого фундамента давала геологам дополнительные средства для познания основных особенностей глубинной тектонической структуры данной территории. В частности, из этого положения непосредственно вытекал вывод о том, что статистический анализ направления прямолинейных участков речных долин может оказывать существенную помощь в выявлении направления главных систем глубинных разломов в пределах отдельных участков Таймырской депрессии.

Данный анализ авторы осуществили посредством построения соответствующих радиальных диаграмм, названных розами простирания спрямленных участков речных долин. Этот метод был применен для территории Таймырской низменности (левобережье низовьев р. Хатанги), где проводила исследования И. С. Егоров а.

Построение роз производилось следующим образом:

1. На карте масштаба 1:500 000, составленной по материалам аэрофотосъемки, выделялись отдельные спрямленные участки речных долин протяженностью не менее 5 км и с коэффициентом извилистости русла не более 1,1—1,2. Такое ограничение минимальной длины выбираемых отрезков предполагало устранение всяких случайных (не связанных с тектоникой) спрямлений, ибо понятно, что чем меньше длина анализируемых отрезков, тем больше различных причин может оказать влияние на их спрямление. Очевидно только спрямления на больших расстояниях могут быть с наибольшей степенью вероятности отнесены за счет региональных (тектонических) причин. Поэтому и была принята именно такая наименьшая величина исследуемых отрезков, которая если и не устраняла полностью влияние на конечный результат спрямлений, возникших за счет воздействия экзогенных сил, то, по крайней мере, значительно ограничивала их.

2. Производились замеры азимутов простирания таких спрямленных участков речных долин с точностью до 1° и длины отрезков с точностью до 0,5 км.

3. Полученные результаты замеров длины отрезков откладывались в масштабе карты по векторам радиальной диаграммы, соответствующим азимутам простирания этих спрямленных участков речных долин; при этом все замеры азимутов со значениями $0-10^\circ$ наносились на вектор диаграммы 5° , замеры со значениями $10-20^\circ$ — на вектор 15° и т. д.

4. После построения диаграммы и соединения крайних точек на ее векторах прямыми линиями получалась роза простирания спрямленных участков речных долин, дающая достаточно наглядное представление о преобладающих направлениях таких спрямленных участков.

Построенная таким образом И. С. Егоровой радиальная диаграмма позволила установить, что спрямленные участки речных долин лево-

бережья р. Хатанги располагаются не хаотично, а четко обособляются в ряд систем, простирание которых достаточно хорошо согласуется с имеющимися геологическими и геофизическими данными о направлении глубинных разломов для рассматриваемого участка Таймырской депрессии. Получило свое подтверждение и представление о том, что применение при построении данной диаграммы закона больших чисел должно также способствовать исключительно случайных отклонений и выявить все наиболее существенные закономерности.

Успешные результаты первого опыта побудили авторов данной статьи охватить аналогичными исследованиями более обширную территорию. В качестве такой территории были избраны оба побережья низовьев р. Хатанги, как участки Таймырской депрессии, достаточно полно освещенные геологическими и геофизическими работами.

В геологическом и геоморфологическом отношении данная площадь может быть охарактеризована следующим образом. Ее стратиграфический разрез имеет двухъярусное строение. В верхней части разреза располагаются рыхлые терригенные осадки мезокайнозой, мощность которых колеблется от десятков метров (юго-восточная часть района) до 1500 и более метров (его центральная часть). Нижняя часть разреза сложена более уплотненными отложениями палеозоя, пронизанными многочисленными силами и дайками траппов.

Почти вся площадь района закрыта с поверхности толщей четвертичных осадков, мощность которых колеблется от нескольких метров до 100—150 м. Особенно широкое развитие имеют флювиогляциальные отложения, которыми сложены все водораздельные пространства. Кроме того, здесь встречаются отложения морены максимального оледенения, морские осадки межледниковья, отложения зырянского оледенения, морские и озерные образования каргинского времени и современные аллювиально-делювиальные отложения. Характерно, что более древние горизонты четвертичных осадков выходят на дневную поверхность преимущественно там, где современная речная сеть антецедентно врезается в молодые валообразные поднятия северо-восточного направления.

Столь широкое развитие рыхлых четвертичных отложений обусловило плавность форм рельефа этой части Таймырской депрессии. Поэтому в орографическом отношении район представляет собой слабо всхолмленную равнину с формами ледниковой и морской аккумуляции, расчлененную современными эрозионными процессами. Средние абсолютные высоты района равны 80 м, но отдельные его участки иногда достигают 165—175 м. Обычные колебания высотных отметок незначительны и находятся в пределах нескольких десятков метров. В северо-западной части района они достигают 40—50 м, а в южной — всего 20—30 м.

Район имеет общее повышение к северо-западу, где на водоразделах рр. Большой Балахны и Малой Балахны, а также рр. Захаровой Рассохи, Большой Балахны и Новой наблюдаются наибольшие высоты. Так, горы Кокора имеют абсолютную высоту 150—200 м; в верховьях р. Горя-Юрхя отмечены высоты в 176 м; почти таковы же высоты пологих холмов в верховьях р. Баты-Сала (приток р. Сылахардах). Несколько меньшие высоты имеет поверхность водоразделов в верховьях рр. Малой Балахны, Арылах, Уосир-Юрхя, Арылах-Секе, Мальчу, Лесной Рассохи. На сравнительно ровной поверхности водоразделов иногда выделяются отдельные возвышенности, имеющие либо конусообразную форму, либо вытянутые в виде небольших гряд, ориентированных в разных направлениях. Относительная высота таких холмов и гряд составляет 10—25 м.

По направлению на юго-восток к побережью Хатанги и Хатангского залива равнинная поверхность Таймырской депрессии постепенно понижается и все более выравнивается. Абсолютная высота здесь редко превышает 50—60 м. В низовьях р. Большой Балахны холмы с абсолютными высотами 60—100 м далеко отступают от берега залива, подходя к р. Хатанге лишь в районе р. Малой Балахны и левобережья р. Новой, где вы-

соты, превышающие 100 м, отстоят от долины р. Хатанги всего на 10—15 км.

Правобережье р. Хатанги представляет собой в основном плоскую выравненную низменную поверхность с высотами 25—50 м. Только на крайнем юго-востоке района наблюдается резко выраженный в рельефе орографический уступ восточно-северо-восточного простирания. Относительная высота этого уступа равна 100—150 м.

Характерной особенностью описываемого района является наличие густой речной сети, обилие озер и широко разветвленных проток в устьевых частях рек.

Основной водной магистралью района является р. Хатанга, которая пересекает его в северо-восточном направлении. На данном участке своего течения эта река почти сплошь состоит из системы проток различной величины. Ширина основного русла колеблется от 1,5 до 5—7 км. Глубины его в среднем достигают 15—18 м, а местами и 24 м.

Из правых притоков р. Хатанги необходимо отметить р. Попигай (наиболее крупный), а также рр. Жданых, Нижнюю, Лукинскую и Блудную, имеющие второстепенное значение.

Из левых притоков р. Хатанги наибольшими являются рр. Новая, Малая Балахна.

Река Большая Балахна, берущая начало из озера Малый Гостах, впадает в Хатангский залив, образуя при этом обширную дельту.

Наконец р. Яму-Тарида, текущая на севере района, входит уже в систему рек Таймырского озера.

Несмотря на кажущееся с первого взгляда однообразие морфологических особенностей рассматриваемой территории, на ней тем не менее можно выделить несколько участков, отличающихся своими специфическими чертами. К этим участкам может быть, прежде всего, отнесены водораздел рр. Малой Балахны, Тинкябил, Артельной, Большой Шучьей и др. (левобережье низовьев р. Хатанги). Данная возвышенность, длиной до 80 км при ширине 15—17 км имеет четко выраженное северо-восточное простирание (азимут простирания ее водораздельной линии 32°). Отметки абсолютных высот водораздела колеблются от 130 до 140 м.

Все реки, берущие свое начало на юго-восточном склоне этой возвышенности и впадающие в р. Хатангу, имеют почти на всем протяжении своего течения глубоко врезающиеся каньонообразные долины. Таковы, например, рр. Артельная и Шучья, которые не имеют еще выработанного профиля равновесия; относительная высота склонов их долины достигает 30—40 м, ширина русла колеблется от 1,5 до 5 м, а глубина от 0,5 до 1,0 м. Глубокий врез реки при полном отсутствии террасирования склонов свидетельствует о работе только глубинной эрозии.

Реки, текущие по северо-западному склону той же возвышенности, отличаются более спокойным течением и хорошо разработанными долинами, на бортах которых можно легко выделить одну—две террасы. Однако истоки этих рек имеют все характерные черты речной сети юго-восточного склона рассматриваемой гряды.

Очертание в плане указанной возвышенности и характер ее речных долин позволяет предполагать, что этот участок испытывал поднятия в самом недалеком прошлом.

В связи с описанными особенностями возвышенности обращают на себя внимание отличительные черты обоих склонов сопряженного с ней участка долины р. Хатанги. Так, на участке нижнего течения этой реки, между устьями рр. Нижней и Попигай, проходящем параллельно указанной возвышенности, правый берег Хатанги является крутым и обрывистым, причем высота его над урезом воды изменяется от 15—17 м на юге до 30—45 м на севере. Левый же берег, напротив, значительно более пологий, и высоты его не превышают 10—12 м. Учитывая высказанное выше предположение о поднятии в четвертичное время возвышенности водораздела рр. Хатанга—Малая Балахна, вполне естественно допу-

стить, что подмывание Хатангой на данном участке своей долины правого (юго-восточного) берега связано, скорее всего, с этим поднятием, а не с действием закона Бера.

Следует также указать еще на одну характерную особенность описываемого участка долины р. Хатанги. Только здесь (и нигде ниже или выше по ее течению) встречается исключительное обилие песчаных кос и низких заболоченных островов, высота которых не превышает 0,5—1,0 м над урезом воды в реке. Иногда такие острова достигают значительных размеров. Например, о. Пегас-Ары занимает площадь около 100 кв. км, о. Большой Низкий—около 20 кв. км, а о. Малый Низкий—около 16 кв. км.

Подобное широкое развитие процессов аккумуляции на данном участке реки можно, очевидно, рассматривать как еще одно доказательство недавно происходившего здесь изменения продольного профиля равновесия р. Хатанги.

Наконец, следует указать, что новейшие поднятия, очевидно, особенно распространены на обширной площади правобережья р. Хатанги. Притоки р. Попигай и правые притоки р. Хатанги далеко еще не выработали своего профиля равновесия; коэффициенты извилистости ряда рек зачастую близки к единице, и поэтому здесь наблюдается особенно много спрямленных участков речных долин.

Наиболее хорошо заметны следы новейших поднятий к северо-востоку от описываемого района. Так, в районе бухты Сындаско и мыса Илья, вдоль берега Хатангского залива, имеется большое количество низин—лайд, которые по всем признакам в сравнительно недавнее время вышли из-под уровня моря. Здесь встречаются скопления плавника, находящиеся на высоте, в настоящее время уже никогда не достигаемой морскими водами. О недавнем поднятии свидетельствует и то обстоятельство, что плавник не прикрыт никакими наносами.

Следовательно, даже беглый обзор орографии низовьев р. Хатанги показывает, что этот район обладает рядом достаточно четко выраженных особенностей, указывающих на его мобильность в течение четвертичного времени.

Перейдем теперь к более подробному анализу поведения гидросети этого района, что, собственно, и является основной задачей данной статьи.

Статистический анализ частоты встречаемости спрямленных участков речных долин, имеющих различную ориентировку, проводился по вышеописанной методике отдельно для рек левобережья и правобережья р. Хатанги (рис. 1 и 2). Внимательное рассмотрение обеих диаграмм показывает, что в районе низовьев р. Хатанги имеется пять главных наиболее хорошо выраженных направлений спрямления речных долин:

I направление	азимут простирания	320°
II " " " " " " " " " " " "	" " " " " " " " " " " "	35°
(40° для левобережья и 30° для правобережья)		
III направление	азимут простирания	275—280°
IV " " " " " " " " " " " "	" " " " " " " " " " " "	355°
V " " " " " " " " " " " "	" " " " " " " " " " " "	75°

Направления перечислены в порядке уменьшения соответствующих векторов на диаграммах, причем последние три из них (III, IV и V), по видимому, затухают в сторону платформы, так как на правобережье Хатанги они выражены менее четко, чем на левобережье.

Было также установлено, что коэффициент «плотности спрямления» гидросети для исследуемого участка левобережья р. Хатанги равен 0,040 (отношение суммарной длины спрямленных участков речных долин более 5 км к площади изученной территории, выраженной в квадратных километрах), а для правобережья—0,074, т. е. практически почти в два раза больше.

Исходя из того, что подавляющая часть исследованного района покрыта рыхлыми мезокайнозойскими отложениями, среди которых мощность одних только четвертичных отложений колеблется от 30—50 до 140 м, можно с достаточным основанием применить к нему все вышеприведенные рассуждения относительно причин спрямленности гидросети. Иными словами, следует, по-видимому, считать, что отмеченные законо-

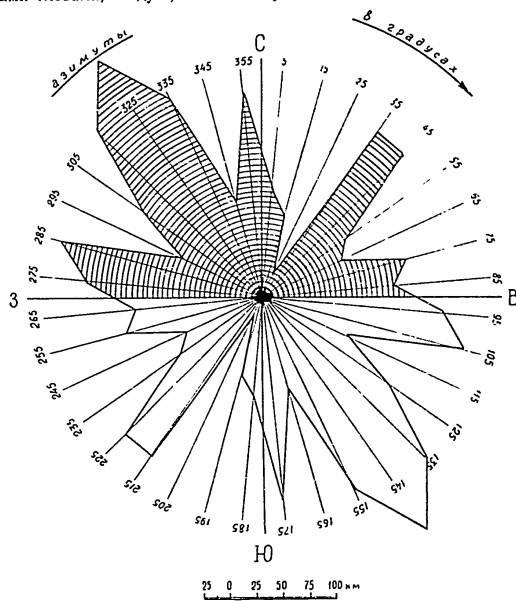


Рис. 1. Роза простираний спрямленных участков речных долин левобережья Хатанги. Построена по 174 замерам отрезков спрямленных участков речных долин длиной более 5 км, произведенным на площади 38 тыс. км².

мерности поведения гидросети низовьев р. Хатанги являются в значительной степени результатом суммарного воздействия пликвативной и дизъюнктивной неотектоники.

Совершенно очевидно, что неотектонические движения, затрагивающие четвертичные отложения, должны приводить и к некоторым изменениям в структуре более древних толщ. При этом следует подчеркнуть, что неотектонические движения в силу своей относительной слабости вряд ли могут создавать новые самостоятельные и сколько-нибудь значительные структурные формы. Наблюдения показывают, что они чаще всего лишь используют старые структурные линии (в том числе особенно древние разломы) и в той или иной степени приспособляются к ним.

С этих позиций совпадение направлений предполагаемых неотектонических структур с направлениями древних пликвативных и дизъюнктивных

структур представляет особый интерес и может рассматриваться как достаточно убедительное доказательство существования в исследуемом районе новейших тектонических движений.

Ввиду того, что основным средством познания структуры коренных отложений в областях, закрытых четвертичными осадками, являются геофизические методы исследований, перейдем теперь к результатам этих работ, проводившихся в рассматриваемом районе.

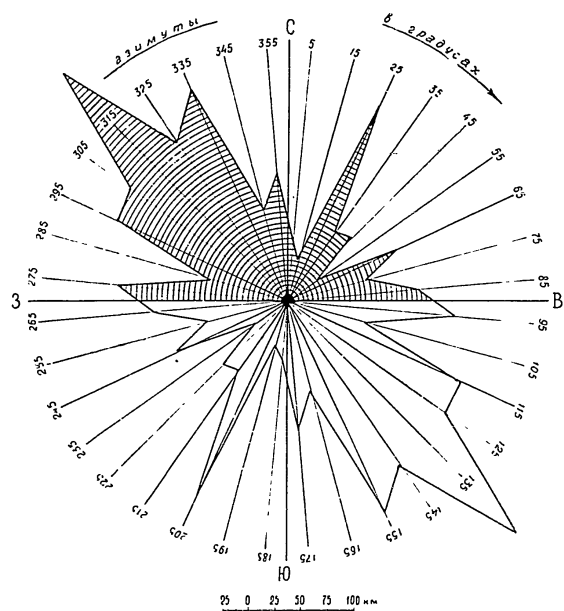


Рис. 2. Роза простираний спрямленных участков речных долин правобережья Хатанги. Построена по 128 замерам отрезков спрямленных участков речных долин длиной более 5 км, произведенным на площади 15 тыс. км².

В этом отношении наиболее ценные материалы представляют собой результаты аэромагнитной съемки масштаба 1:1 000 000, проведенной над восточной частью Таймырской депрессии Д. В. Левиным и С. М. Крюковым. Внимательное изучение и дешифрирование составленных ими карт изолиний и осей наиболее выдержанных аномалий ΔT показывает, что в пределах складчатого фундамента восточной части Таймырской депрессии имеется большое количество разрывов сплошности палеозойских пород, группирующихся в четко выраженные системы с азимутами простирания 320—330°, 350°, 20—30°, 70°, 290° и 90° (рис. 3).

Плохая выраженность последних трех направлений объясняется, возможно, спецификой аэромагнитной съемки (в первую очередь северо-западной ориентировкой маршрутов), не позволившей должным образом зафиксировать разломы этих направлений. Поэтому остается только пожалеть, что при проведении аэромагнитной съемки не было произведено достаточного количества маршрутных направлений. Точность выполненных геофизических работ не дает оснований сомневаться в реальности существования большинства из этих разрывов. Они прекрасно устанавливаются по резким обрывам осей наиболее повышенных аномалий ΔT по мере достижения ими прямых линий, соединяющих по 2, 3, 4 и более резких окончаний осей таких аномалий. Совершенно очевидно, что данные линии трудно, конечно, интерпретировать иначе, чем разрывы сплошности слоев.

Таким образом, все приведенные системы простирающихся разрывов хорошо согласуются с главными системами простирающихся диаграмм-роз спрямленных участков речных долин (рис. 1 и 2). Эта согласованность свидетельствует о том, что здесь существует система разломов, по которым подвижки происходили еще совсем недавно и захватывали собой толщу рыхлых мезокайнозойских осадков Таймырской депрессии.

Подобное отражение, конечно, нельзя понимать упрощенно и считать его реально существующим только в том случае, если имеет место полное и прямое совпадение проекции разлома на земную поверхность со спрямленными участками современных речных долин. Этого нельзя делать по двум причинам. Первая из них заключается в том, что аэромагнитная съемка, очевидно, смогла выявить лишь некоторые региональные разломы; вторая — в том, что всякий разлом складчатого фундамента Таймырской депрессии, особенно имеющий наклонную поверхность сбрасывателя, может вызвать трещины оседания в мезокайнозойском чехле, расположенные, подчас, далеко в стороне от проекции этого разлома на земную поверхность.

Следовательно, оба рассмотренных явления — разломы палеозойского фундамента Таймырской депрессии и спрямление отдельных участков ее речных долин — находятся во вполне очевидной связи друг с другом. Тем самым предположение, высказанное одним из авторов этой статьи в 1951 г., получает теперь достаточно веское подтверждение, и с ним нельзя не считаться при рассмотрении тектонического строения Таймырской депрессии.

Необходимо подчеркнуть еще одну любопытную деталь. На всех трех диаграммах достаточно четко выделяются три «инертных» сектора (азимуты $0-15^\circ$, $50-60^\circ$ и $295-305^\circ$), в которых почти нет никаких разрывных нарушений. Очевидно, для рассмотренного района Таймырской депрессии и для ее местных структурных условий данные направления были наименее благоприятными в отношении возможности развития дизъюнктивных дислокаций среди пород фундамента депрессии. Это заключение имеет самостоятельное значение, и его также следует учитывать при выяснении структуры фундамента восточной части Таймырской депрессии.

В целом выявленные активные и пассивные направления дизъюнктивной тектоники могут приобрести большое практическое значение в случае поисков жильных месторождений полезных ископаемых по бортам Таймырской депрессии под маломощным покровом четвертичных осадков. Зная основные направления трещиноватости в данном районе, мы всегда сможем наиболее рационально задавать и направления разведочных каналов, избегая выявленных «инертных» азимутальных секторов.

Остается сказать несколько слов об отмеченном выше резком расхождении в коэффициентах «плотности спрямленности» гидросети лево- и правобережья низовьев Хатанги. В первом случае этот коэффициент равен 0,040, а во втором — 0,074, т. е. количество спрямленных участков речных долин на правобережье р. Хатанги почти в два раза больше, чем на ее левобережье.

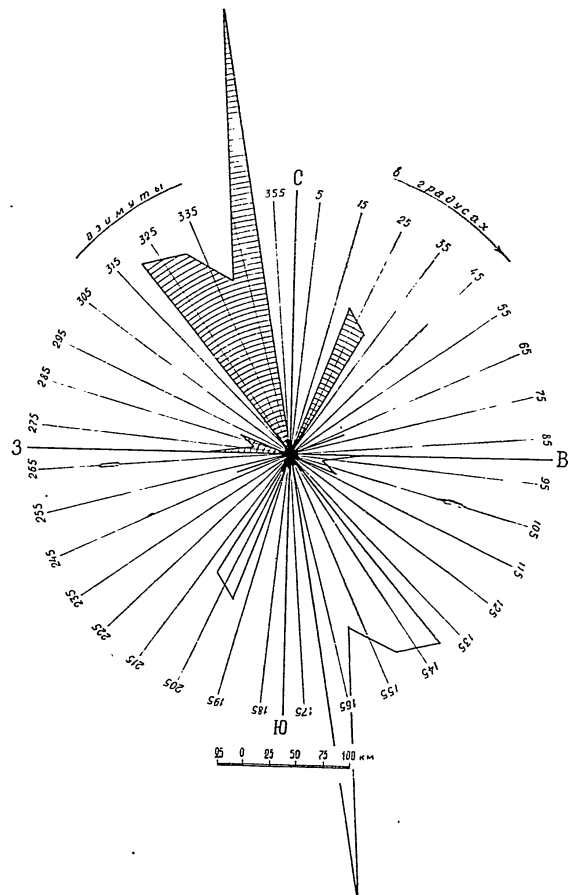


Рис. 3. Роза простирающихся главных разломов в палеозойском фундаменте восточной части Таймырской депрессии по данным аэромагнитной съемки Д. В. Левина и С. М. Крюкова в 1952 г.

Объяснение этому факту может быть двояким. Прежде всего, это может быть результатом значительно меньшей мощности покрова рыхлых осадков над консолидированным палеозойским фундаментом в районе правобережья, в силу чего здесь резко сокращается и возможность затухания подвижек среди рыхлых мезокайнозойских осадков. С другой стороны, правобережье низовьев р. Хатанги находится в пределах южного борта Таймырской депрессии (или северного склона Сибирской платформы), т. е. в пределах такой тектонической зоны, которая обычно подвержена наибольшему количеству разрывов из-за значительной жесткости субстрата (платформа) и концентрации значительных тектонических напряжений. Возможно также, что здесь имеет место суммарное воздействие обеих упомянутых причин. Как бы то ни было, но и эта закономерность не противоречит, а только подтверждает основную мысль данной работы.

Высказанные в настоящей статье соображения о связи между современной гидросетью и глубиной тектоники не являются новыми. В общем виде и для других районов они отмечались в целом ряде работ многими авторами [1, 2, 3 и т. д.]. Но для востока Таймырской депрессии эти соображения в такой форме высказываются впервые.

Таким образом, из изложенного можно сделать следующие основные выводы:

1. В Таймырской депрессии современная гидросеть чутко реагирует на молодые тектонические движения земной коры. С этой точки зрения особое внимание заслуживают, прежде всего, спрямленные участки речных долин.

2. Рассмотренный в данной статье метод статистического учета главных направлений протирания спрямленных участков речных долин следует рекомендовать для внедрения в практику геологических исследований в Таймырской и Лено-Хатангской депрессиях, Западно-Сибирской низменности и им подобных областях. Этот метод дает исследователю дополнительные возможности для выявления главных структурных особенностей древних толщ, скрытых сейчас от глаз наблюдателя под мощным покровом четвертичных осадков.

3. Хорошие результаты этого метода в применении к Таймырской депрессии служат не только доказательством его правильности, но также указывают на широкое развитие в ее пределах процессов неотектоничности, сказававшихся, прежде всего, в широком развитии блоковых движений.

4. Учет выявленных закономерностей в ориентировке разрывных нарушений палеозойских пород восточной части Таймырской депрессии может оказать существенную помощь в наиболее рациональной организации разведки жильных месторождений полезных ископаемых по периферическим частям упомянутой депрессии.

ЛИТЕРАТУРА

1. Воронов П. С. и Черепанов В. А. Геологическое строение и полезные ископаемые юго-восточного Таймыра. Труды Инст. геол. Арктики, т. 73, М., — Л., 1953.
2. Дибнер В. Д. Основные закономерности развития гидрографической сети. Изв. Всес. геогр. общ. № 4, 1950.
3. Зичкель Я. Д. О факторах, обуславливающих конфигурацию Русской равнины. Изв. Всес. геогр. общ. № 3, 1948.
4. Обручев В. А. Основные черты кинематики и пластики неотектоники. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 5, 1948.
5. Панадиани А. Д. Бараньская низменность. Географиздат, М., 1953.

А. А. КОРДИКОВ

ИЗУЧЕННОСТЬ МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ КОРРЕЛЯТИВОВ ОБЛОМОЧНЫХ ПОРОД ЛЕНО-ЕНИСЕЙСКОЙ ОБЛАСТИ

Стратиграфическое расчленение осадочных терригенных толщ, как известно, опирается преимущественно на изучение заключенных в них органических остатков. В том случае, когда органические остатки отсутствуют, прибегают к сравнению литологических, главным образом визуальных, признаков двух толщ, из которых одна принимается за эталон, если в ней ранее была найдена и определена фауна или флора. При современном состоянии науки об осадочных образованиях сравнение визуальных признаков часто не дает возможности говорить достаточно уверенно о синхронности двух толщ. Тогда обращаются к более тонким способам, и в частности, к микроскопическому исследованию. Однако большое однообразие признаков, определяемых под микроскопом, затрудняет сопоставление и расчленение осадков почти в такой же степени, как и при визуальном сравнении.

За последние два десятилетия разработан новый способ корреляции осадочных толщ по наличию в них акцессорных минералов. Изучение последних дает возможность установить синхронность двух сравниваемых толщ, определить с некоторой степенью вероятности источник сноса обломочного материала и, наконец, в первом приближении осветить геохимическую обстановку в момент образования исследуемых пород. Методика исследования акцессорных минералов выгодно отличается от всех других микроскопических приемов изучения тем, что объектом исследования является концентрат тяжелых минералов, выделяемых из больших масс породы. До внедрения этого метода в практику микроскопическое изучение осадочных пород ограничивалось качественной характеристикой структуры и вещественного состава. Теперь же имеется возможность вводить в описание осадочных пород количественные параметры.

Задачей данной статьи является обзор степени изученности коррелятивов обломочных пород Лено-Енисейской области, занимающей обширную территорию между Енисеем на западе и Леной — на востоке. На юге описываемая область ограничена северными окраинами Средне-Сибирского плоскогорья и Анабарского кристаллического массива, на севере побережьем Таймырского полуострова. Таким образом, в нее входят: Таймырская низменность с низовьями рр. Анабара и Оленек, горы Бырранга и северная оконечность Таймырского полуострова. Однако, если принять во внимание, что на северной оконечности Таймырского полуострова осадочные образования (терригенные осадки) пользуются сравнительно малым распространением, то описываемую область можно ограничить с севера отрогами гор Бырранга.

Наибольшим развитием терригенные осадки пользуются в пределах Таймырской низменности, где они погребены на глубине 90—100 м ниже уровня моря под толщей четвертичных осадков. Как известно, вся низ-

менность представляет собой район нефтегазопроявлений. Наиболее яркие признаки нефтеносности обнаружены в районе Усть-Енисейского порта (низовье р. Енисей) и в Нордвинском районе. Можно считать, что наличие нефтегазопроявлений в двух указанных районах сильно повлияло на ход геологических исследований вообще и изучение коррелятивов обломочных пород в частности. Вне этих двух районов литологические исследования носили спорадический характер, и поэтому сведения о коррелятивах толщ крайне скудны. В дальнейшем мы остановимся главным образом на трех районах: Усть-Енисейского порта, Нордвинка и низовья р. Оленек.

РАЙОН УСТЬ-ЕНИСЕЙСКОГО ПОРТА

Нефтеносный район Усть-Енисейского порта находится на границе Таймырской и Западносибирской низменностей. Основная часть нефтеносной площади расположена на левом берегу Енисея, ниже сел. Дудинки. История исследования района освещена достаточно полно в работах многих авторов, в связи с чем в настоящем очерке эта часть опускается. Мы остановимся лишь на тех работах, которые в той или иной степени касаются минералогического состава тяжелой фракции пород, слагающих район Усть-Енисейского порта.

Первые исследования четвертичных и нижнемеловых отложений Усть-Енисейского района проведены Г. Е. Рябухиным и В. И. Ступиной и Ко, изучавшими керны из колонковых скважин № 1, 2, 3, 4, расположенных на левом берегу Енисея. Указанные авторы делают толщу вскрытых пород по наличию в них минералогических коррелятивов на две свиты: верхнюю пироксеновую (дочетвертичные осадки) и нижнюю гранатовую (угленосную нижнего мела). Последняя свита, в свою очередь, подразделяется ими на две зоны: верхнюю эпидото-гранатовую и нижнюю — гранато-апатитовую. Впоследствии указанное подразделение несколько изменилось. Так, гранато-апатитовую зону стали называть гранато-биотитовой, поскольку апатит встречается во всех слоях угленосной толщи и поэтому не может быть коррелятивом. Кроме того, во время предварительной подготовки к анализу путем промывания кислотой значительная часть этого минерала растворяется, в результате чего искажается его соотношение с другими минералами тяжелой фракции.

В 1940 г. начато систематическое изучение коррелятивов разбуриваемых мезозойских песчано-глинистых осадков в районе Усть-Енисейского порта. В. П. Подгорнова, исследуя минералогический состав дочетвертичных отложений указанного района, в разрез угленосной свиты нижнего мела выделила: 1) эпидотовый, 2) эпидото-гранатовый и 3) слюдистый горизонты. Впоследствии, при разбуривании большого количества скважин, это расчленение не подтвердилось.

В 1940 г. В. А. Атанасянц на основании исследования кернов дал следующую схему расчленения мезо-кайнозойских осадков: 1) четвертичные осадки, богатые пироксенами и роговой обманкой и 2) угленосная свита, богатая гранатом, эпидотом и биотитом. Угленосная свита нижнего мела, в свою очередь, подразделяется им на две зоны — верхнюю с эпидотом и гранатом и нижнюю — с гранатом и биотитом. В нижней зоне В. А. Атанасянц в отдельных случаях выделял слои, богатые эпидотом, и относил их к надугленосной толще. Наличие же доломита в отложениях валанжинна (биотитовый горизонт) послужило основанием для выделения биотито-доломитовой зоны.

В 1941 г. Н. Т. Меркушева обобщила результаты 1200 минералогических анализов меловых и отчасти юрских осадков района Усть-Енисейского порта и выделила три горизонта: верхний пироксено-амфиболовый, средний — эпидото-гранатовый и нижний — биотито-гранатовый. Первый из них автор относит к четвертичному возрасту, а второй и третий — к меловому. Для осадков четвертичного возраста, по данным

Н. Т. Меркушевой, характерно значительное преобладание среди тяжелых минералов пироксенов и амфиболов. В подчиненном количестве присутствуют гранат, турмалин, сфен, биотит. Содержание главного коррелятива — пироксена — достигает иногда 54%. Амфиболы присутствуют, как правило, в подчиненном количестве. Забегая несколько вперед, отметим, что преобладание в четвертичных осадках среди тяжелых минералов представителей группы пироксенов характерно для западной части Лено-Енисейской области. Все исследователи указанной области единодушно считают, что преобладание пироксенов в тяжелой фракции осадков четвертичного возраста обусловлено размыванием мощных лавовых покровов траппов Средне-Сибирского плоскогорья. Более древние осадки, как известно, пироксенов почти не содержат. Из сказанного следует, что лавовые покровы траппов появились в зоне гипергенеза к началу четвертичного периода.

Горизонт, лежащий под четвертичными осадками и относимый Н. Т. Меркушевой к угленосной свите нижнего мела, выделен ею под названием эпидото-гранатового. Как показывает название, главными коррелятивами указанного горизонта, сложенного в основном песками и резе глинами, являются эпидот и затем гранат. В большинстве случаев в осадках горизонта резко преобладает эпидот, но встречаются скважины, в которых осадки характеризуются преобладанием в составе тяжелых минералов граната. Среди второстепенных и резко подчиненных тяжелых минералов Н. Т. Меркушева во всюду отмечает широк и сфен; в меньших количествах присутствуют турмалин, апатит, биотит, рудные. В двух случаях (скважины К-27, К-41) Н. Т. Меркушева указывает на присутствие среди тяжелых минералов пироксена (14 и 54%) и амфибола. Столь неожиданное появление пироксенов и амфиболов в дочетвертичных осадках она не объясняет, но, надо полагать, что присутствие этих минералов связано с размыванием в области питания небольших трапповых тел, вероятнее всего силлов или даек.

Выделение эпидото-гранатового горизонта требует проверки и уточнения с помощью более тонких приемов, чем иммерсионный анализ. Совершенно необъяснимо резкое изменение мощности горизонта в пределах сравнительно небольшой площади, подвергавшейся разбуриванию. Так, минимальная мощность эпидото-гранатового горизонта едва достигает 70 м, тогда как максимальная составляет 370 м. Также непонятна меняющаяся роль двух главных коррелятивов: в одних случаях преобладает эпидот, в других — гранат. Не исключено, что в питающей области в эпоху отложения списываемого горизонта размывались небольшие тела, обогащенные гранатом.

Наконец, последний горизонт, выделяемый Н. Т. Меркушевой в меловых осадках района Усть-Енисейского порта, назван ею слюдистым. В нем главенствующую роль играет биотит, что прекрасно увязывается с гранулометрией горизонта. Н. Т. Меркушева указывает, что слюдистый горизонт сложен преимущественно глинами и резе тонкозернистыми песками. Наличие биотита в глинах объясняется его высокой флотационной способностью, благодаря чему сравнительно крупные таблочки слюды отлагаются одновременно с выпадением тончайших глинистых частиц. Обилие слюды в осадках нижнего мела района Усть-Енисейского порта указывает на размыв горных пород, богатых слюдой и распространяемых в областях питания. Среди горных пород, как известно, наиболее богатые слюдой принадлежат к семейству гранитоидов или слюдистых кристаллических сланцев. Отсюда можно заключить, что источником сноса для рассматриваемого района могло быть побережье Харктона Лаптева, где большим развитием пользуются именно слюдистые сланцы, или же Енисейский кряж, богатый гранитными интрузиями. Допуская, что в эпоху нижнего мела общий наклон Лено-Енисейской области был таким же, как и сейчас, т. е. к северу, можно считать наиболее

вероятным источником сноса (питающей провинцией) для района Усть-Енисейского порта именно Енисейский край.

Юрские отложения вскрыты в этом районе двумя глубокими скважинами (Р-1 и 2 ГБГ) и представлены, согласно данным Н. Т. Меркушевой, темными почти черными пиритиноносными глинами и синевато-белыми мелкозернистыми песками. Юрские осадки, обнаруженные в скважине 2 ГБГ на глубине 660 м, представлены сильно глинистыми песками. В скважине Р-1 преобладают песчаные глины. По минералогическим коррелятивам юрские осадки делятся на три горизонта: 1) гранато-цирконовый, 2) апатито-биотитовый, 3) сидерито-биотитовый.

Первый из них представлен мелкозернистыми песками и сильно песчаными глинами. По минералогическому составу алевритовой фракции горизонт резко выделяется среди остальных содержанием граната (до 54%) и циркона (до 53%). Из второстепенных минералов присутствуют турмалин, сфен, эпидот, роговая обманка и пироксены, причем содержание последних достигает 32%. Из вторичных минералов сидерит и доломит встречены только в отдельных слоях. Отличительным признаком этого горизонта является большое количество пирита, что свидетельствует об интенсивном перераспределении железистых соединений в пространстве в момент образования осадка. В апатито-биотитовом горизонте мелкозернистые пески переслаиваются с слабо песчаными глинами. Минералогический состав алевритовой фракции данного горизонта, по сравнению с вышележащим, отличается вдвое меньшим содержанием граната и циркона. Взамен их возрастает содержание апатита. Сфен и эпидот исчезают, а пироксены и амфиболы встречаются в виде следов. В низах горизонта пирит почти исчезает. Наконец, последний сидерито-биотитовый горизонт, состоящий главным образом из глин, характеризуется преобладанием среди тяжелых минералов биотита и сидерита. Второстепенные минералы: гранат, циркон и апатит убывают; в нижних слоях горизонта встречается пирит.

Далее следует остановиться на сводной работе Н. Т. Меркушевой, написанной ею в 1946 г. с целью систематизации всего накопленного за 6 лет разведки Усть-Енисейского района фактического материала. Основной задачей петрографического исследования пород этого района явилось выделение минералогических коррелятивов с одновременным описанием литологического характера отложений, вскрытых буровыми скважинами. Всего за период 1940—1944 гг. проанализированы керны 58 колонковых скважин и 10 роторных с общим количеством 4700 образцов. Образцы для анализов отбирались через 3—5 м в колонковых скважинах и через 10—15 м в роторных. Вся масса образцов была отобрана преимущественно в юго-западной части так называемой Малохетской структуры, или поднятия, и характеризует отложения, начиная с четвертичных и до пермских включительно.

В результате петрографического исследования отложения районов Усть-Енисейского порта и Малой Хеты подразделяются на ряд минералогических горизонтов, более или менее резко отделяющихся друг от друга и обычно совпадающих со стратиграфическими горизонтами. Для указанного района по материалам Н. Т. Меркушевой можно дать следующую минералогическую характеристику мезозойских и верхнеалеозойских отложений.

Н. Т. Меркушевой пермские отложения охарактеризованы весьма подробно. Для большого количества образцов дается вначале макроскопическое описание, а затем подробная микроскопическая характеристика с перечислением породообразующих и аксессуарных минералов. К сожалению, автор не дает каких-либо указаний о выделении в пермских отложениях отдельных горизонтов по минералогическим коррелятивам, ссылаясь на то, что большей частью скважин вскрыты различные стратиграфические горизонты, корреляция которых исключается. В соответствии с этим описание пермских отложений ведется ею по скважинам.

Пермские отложения района Усть-Енисейского порта представлены монотипной толщей чередующихся аргиллитов¹, песчаников и алевролитов. Минералогический состав тяжелой фракции крайне изменчив. В одних случаях среди тяжелых минералов преобладают гранат, циркон, в меньшем количестве присутствуют сфен, и рудные; в других — сидерит с подчиненным гранатом, цирконом и др. Наконец, встречаются горизонты, в которых главным тяжелым минералом является пироксен. Видимо, в силу пестроты состава тяжелых минералов Н. Т. Меркушевой откачалась от выделения в пермских осадках каких-либо минералогических горизонтов.

Триасовые отложения² в районе Усть-Енисейского порта представлены глинами с триасовой фауной, песками и песчаниками. Минералогический состав тяжелой фракции триасовых пород имеет много сходства с составом аксессуарных юрских отложений, за исключением немногих минералов, таких, как роговая обманка, и глаукоцит, приобретающих в триасе коррелятивное значение. Появление указанных минералов в тяжелой фракции триасовых пород говорит о размывании пермских осадков, содержащих перечисленные минералы. Среди триасовых отложений Н. Т. Меркушевой по минералогическим коррелятивам выделяет три горизонта: 1) роговообманковый, 2) глаукоцитный, 3) рудный (пиритовый). Она считает, что триасовые отложения образовались за счет разрушения кислых, средних и отчасти метаморфических пород Енисейского края, с чем нельзя не согласиться.

Юрские отложения района Усть-Енисейского порта представлены тремя отделами. К нижней юре³ относят песчаники, глины и конгломераты. По литологическому составу эти отложения делятся на три горизонта — верхний и нижний глинистый и средний песчаный. На границе юрских и триасовых отложений вскрыта песчано-глинистая пачка слоев, условно относимая к рэт-лейасу.⁴ По минералогическим коррелятивам в юрских осадках Н. Т. Меркушевой выделяет три горизонта. 1) пиритовый; 2) сидерито-биотито-apatитовый, 3) сидерито-биотитовый.

Пиритовый горизонт сложен морскими глинами, в редких случаях содержащими прослойки песков и песчаников. Среди тяжелых минералов широким распространением пользуется пирит. В среднем горизонте, представленном породами континентального облика, господствуют сидерит и биотит, повышено содержание апатита. В песчаных пачках выше обычного содержания устойчивых минералов. Последний горизонт сложен песчано-глинистыми мелководными морскими осадками, в которых доминирующими тяжелыми минералами являются сидерит и биотит.

Меловые отложения района Усть-Енисейского порта в целом характеризуются наличием в составе тяжелых минералов эпидота, количественные колебания которого в совокупности с другими тяжелыми минералами позволили Н. Т. Меркушевой расчленить меловые отложения на четыре крупных горизонта, соответствующих стратиграфическим подразделениям: 1) морской мелководный валанжин; 2) угленосная толща; 3) надугленосная толща; 4) морской верхний мел.

Осадки валанжина, представляющие чередованием песков и глин, в свою очередь, расчленяются на три более мелких горизонта: эпидото-пиритовый, анатазовый и биотитовый. Континентальные песчано-глинистые отложения угленосной свиты подразделяются на четыре минералогических горизонта: эпидотный, эпидото-биотитовый, эпидото-гранатовый, биотито-гранатовый. Вышележащая надугленосная толща характе-

¹ Большинство геологов толща аргиллитов в настоящее время относится к нижней триасе, а некоторыми — к пермтриасу. *Прим. ред.*

² По новой схеме стратиграфии В. Н. Сакса эти отложения относятся к средней и верхней лейасу. *Прим. ред.*

³ По новой схеме В. Н. Сакса отложения пачка батской трансгрессии и батский ярус средней юры. *Прим. ред.*

⁴ В Н. Саке условно относится к ааленскому ярусу. *Прим. ред.*

ризуется исключительным развитием песчаных пород с весьма постоянным составом тяжелых минералов, сходным с угленосной свитой. Наконец, верхнемеловые отложения представлены морскими глинами и песками с морской фауной, на основании которой они расчленяются на три яруса. Глины и пески относятся к сангону, пески к турону и коньяку. Отложения турона характеризуются обогащением тяжелой фракции сидеритом, пиритом и хлоритом. В осадках коньяка имеет место высокое содержание роговой обманки, рутила, дистена и ставролита. В осадках сангона в качестве коррелятива присутствует роговая обманка.

Н. Т. Меркушева указывает на сходство минералогического состава и литологии меловых отложений двух далеко отстоящих друг от друга районов — Усть-Енисейского порта и Нордвика. Для меловых отложений первого района источником питания явились, как указывает Н. Т. Меркушева, метаморфические породы Урала.

Четвертичные осадки, перекрывающие мезозой, представлены рыхлыми образованиями, в тяжелой фракции которых всегда преобладают пироксены и амфиболы. По данным Н. Т. Меркушевой, содержание пироксенов в тяжелой фракции достигает 85%, роговой обманки 25%. Подошва горизонта резко маркируется исчезновением в нижележащих осадках указанных двух минералов. Высокие концентрации пироксенов и амфиболов в дочетвертичных отложениях встречаются сравнительно редко. В качестве примера можно указать на морские осадки верхнего мела и верхнего триаса, в которых содержание роговой обманки достигает 12%.

Следует упомянуть, что к работе Н. Т. Меркушевой прилагается огромное количество фактического материала по гранулометрии, минералогическому составу алевроитовой фракции осадков, карбонатности и др. К сожалению, наиболее интересные из них — сводные таблицы минералогических анализов — составлены так, что не представляется возможным их использовать. Так, в таблицах приводится процентное содержание 25 тяжелых и 7 легких минералов. Сумма фракций достигает 150—180%, а иногда она меньше 100%. Совершенно непонятна система выражения содержания минеральных индивидов, причем в отчете или таблицах нигде нет указаний, как вычислялось содержание компонентов.

В работе В. Н. Сакса и З. З. Ронкиной на основании новых литологических и фаунистических исследований составлена новая стратиграфическая схема и установлено, что горизонты, относившиеся ранее к триасу, в действительности являются нижнеюрскими. В связи с этим отложения, относившиеся в прежних стратиграфических схемах к рэт-лейасу и нижней юре, оказались среднеюрскими. Наконец, перасчеленная ранее нижнемеловая угленосная толща разделена на три свиты.

Авторы приводят довольно обстоятельную характеристику литологии толщ мезозоя, начиная с нижней юры и до верхнего мела включительно (турон). Для всех стратиграфических подразделений приводится перечень тяжелых минералов и состав пелитовых фракций. Однако авторы не делают попытки к выделению минералогических зон или горизонтов, считая, по-видимому, это преждевременным. «Попытка Н. Т. Меркушевой, — пишут они, — подкрепить ранее существовавшую схему корреляции скважин путем выделения минералогических горизонтов, несмотря на огромное количество проведенных анализов (свыше 4700), не имела успеха». Количество минералогических анализов, проведенных В. Н. Саксом, во много раз меньше, по тем не менее они имеют некоторый интерес, как новый шаг в области изучения коррелятивов осадочных толщ Усть-Енисейского района. Приведем краткую литологическую характеристику и состав тяжелых минералов стратиграфических единиц, выделяемых В. Н. Саксом (минералогическому анализу подверглась фракция 0,1—0,05 мм).

В составе нижней юры В. Н. Сакс выделяет две свиты: глинистую и песчаную. Первая из них, имеющая в пределах Малохетского поднятия

повсеместное распространение и известная ранее под названием «горизонта плотных глин среднего триаса», представлена черно-серыми или серовато-бурыми аргиллитами с тонкими прослойками серых алевроитов и крупногалечных конгломератов мощностью до 15 см. В тяжелой фракции аргиллитов скважины 13-Р автор указывает на сидерит (до 65%) и пирит (до 20%). В составе терригенных минералов преобладают гранат, циркон, турмалин, черные рудные (главным образом ильменит) и титанистые минералы, лейкоксен и изредка апатит. Минералы группы эпидота-цонзита достигают 5% содержания тяжелой фракции.

Перекрывающая песчаная свита была известна ранее под названием «песчано-конгломератового горизонта верхнего триаса». Она представлена светло-серыми мелкозернистыми песчанками с редкими прослойками конгломератов, аргиллитов и алевроитов. Свита переполнена крупными остатками обугленной древесины. В составе тонких фракций преобладает гидрослюда с примесью некоторого количества органического вещества. Тяжелые минералы песчаных пород скважины 13-Р представлены гранатом, апатитом, цирконом, турмалином и черными рудными. Из аутигенных имеются сидерит, карбонат из группы анкерита и единичные зерна пирита.

Указанные осадки В. Н. Сакс отнес к верхнему лейасу, хотя все предыдущие исследователи эту толщу относили к верхнему триасу. Нижняя свита верхнего лейаса начинается пачкой глинистых пород мощностью от 20 до 40 м. Стратиграфически выше свита представлена аргиллитами, мелкозернистыми песчанками с известковым цементом и маломощными прослойками конгломератов. В песчанках наблюдаются мелкие растительные остатки, обломки обугленной древесины, тонкие лизочки угля, желваки пирита и прослойки алевролитов. В тяжелой фракции песчанков скважины 13-Р обнаружено резкое преобладание сидерита (90%), который в глинах достигает почти 100% состава фракции. В виде примесей (до 2%) отмечаются апатит, гранат, циркон, лейкоксен, рудные черные минералы, турмалин и некоторые другие.

Верхняя свита верхнего лейаса по литологическому составу весьма непостоянная. В основном она представлена алевролитами и песчанками с прослойками аргиллитоподобных глин, залегающих чаще всего в основании свиты. В песчанках обнаружены обильные растительные остатки; крупные обломки обуглившейся древесины и желваки пирита. Тяжелая фракция песчаных пород скважин 13-Р и 12-Р отличается высоким содержанием пирита (в осадках скважины 12-Р — 55%, а в скважине 13-Р — 93%). Однако имеются скважины, где в тяжелой фракции осадков содержание пирита достигает только 7%. Весьма изменчиво содержание пирита обесценивает, с нашей точки зрения, его коррелятивное значение.

В виде примесей в тяжелой фракции песчаных пород отмечается присутствие граната, циркона, лейкоксена, черных рудных, турмалина, апатита, титанистых минералов, роговой обманки и апатита. Концентрация минералов группы эпидота-цонзита колеблется от 30% в скважине 12-Р до единичных зерен в скважине 13-Р.

В осадках средней юры В. Н. Сакс выделяет все три яруса и переходные слои бат-келловя. Нижний ярус — аален на Малохетском поднятии пользуется повсеместным развитием. Осадки аалена ранее относили к различным ярусам — в одних скважинах в рэт-лейасу, в других — к верхнему триасу. Отложения аалена хорошо выдерживаются в пределах Малохетской антиклинали и представлены аргиллитоподобными глинами с подчиненными алевролитами и песчанками. Изредка встречаются прослои гравеллитов и конгломератов. Среди тяжелых минералов глинистых пород преобладают гранат, циркон, апатит, черные рудные, роговая обманка и турмалин. Реже встречаются лейкоксен и моноклинные пироксены. Минералы группы эпидота-цонзита присутствуют в переменных количествах от 1 до 11%. В образцах из скважин 12-Р и 13-Р



обнаружены в количестве до 2% минералы из группы глаукоконита-шамозита. Содержание пирита в отдельных случаях достигает 80—100% от веса тяжелой фракции. Встречается сидерит, но в небольших количествах.

Осадки байоса, выделенные В. Н. Са с о м со знаком вопроса и относившиеся ранее к песчаным горизонтам нижней или средней юры, а иногда к отложениям рэт-лейса, пользуются на Малохетском поднятии повсеместным развитием и хорошо выдерживаются как по мощности, так и по литологическому составу. Осадки байоса повсюду представлены песчаниками и алевролитами с прослоями известковистых песчаников, глины и реже аргиллитов. Песчаники содержат значительное количество конкреций пирита, растительных остатков и маломощных прослоек каменных углей. В составе тяжелых минералов алевролитов из скважин 12-Р и 13-Р в большом количестве присутствуют гранат, циркон, апатит, турмалин, лейкоксен, минералы группы эпидота-цоизита, титанистые и анатаз, единичные зерна из группы глаукоконита-шамозита. Содержание пирита колеблется в широких пределах от 75% в скважине 12-Р до 7—13% в скважине 13-Р.

Батские отложения, повсеместно присутствующие в пределах Малохетской антиклинали, относились ранее к глинистому горизонту нижней юры, а в некоторых скважинах — к верхней юре и рэт-лейасу. К данному ярусу В. Н. Са с а к относит алевролиты и глины с прослоями микросфернистых песчаников. В свите обнаружены обильные растительные остатки и гнезда пирита.

Тяжелые минералы глин в скважинах 10-Р и 12-Р представлены, главным образом, пиритом, содержание которого достигает 50—98%. Из терригенных минералов обнаружены группа эпидота-цоизита, гранат, циркон, роговая обманка, сфен, рудные черные, апатит, моноклинные пироксены. В отдельных случаях отмечаются железисто-карбонатные агрегаты.

Бат-келловейские отложения сохранились в пределах Малохетского поднятия только в погруженных участках и частично в присводовой части. На Точинском поднятии описываемые осадки пользуются повсеместным развитием. Указанные отложения раньше относились к нижней, средней и верхней юре (в различных скважинах). Свита сложена песчаниками с подчиненными прослоями алевролитов и глин. Тяжелая фракция последних представлена (скважина 12-Р) пиритом — 95% и железисто-карбонатными агрегатами — 4,5%. Тяжелые минералы песчаников скважин 12-Р представлены, главным образом, гранатом, апатитом, цирконом, титанистыми минералами, рудными черными, лейкоксеном, турмалином. В небольшом количестве присутствует сфен и др. Имеются единичные зерна пирита и шамозита.

Верхнеюрские отложения подверглись довольно тщательному расчленению. Среди них В. Н. Са с а к выделил осадки от келловеев до верхнего волжского яруса включительно. Келловейские отложения сохранились от размыва только на погруженных участках. Ранее они относились к нижней, средней и в редких случаях (скважина 1-Р) к верхней юре. Келловейские отложения довольно хорошо выдержаны по составу и представлены алевролитами с тонкими (1—2 мм) прослойками рыхлых песчаников. Последние характеризуются высоким содержанием граната и апатита. В значительных количествах присутствуют биотит, циркон, турмалин и лейкоксен. В меньшем количестве встречаются роговая обманка, титанистые минералы, черные рудные, рутил и сфен. В небольшом количестве обнаружен пирит и единичные зерна глаукоконита.

Отложения оксфорда, ранее относившиеся к средней юре или даже к келловеев, сохранились от размыва только в западной части Малохетской антиклинали. В пределах же Точинского поднятия осадки этого яруса присутствуют повсеместно. Оксфорские слои представлены песчаниками с прослоями алевролитов и глин. Состав тяжелых минералов песчаников из скважины 12-Р, по сообщению автора, очень своеобразен. Наряду

с гранатом, апатитом, турмалином, черными рудными, титанистыми и лейкоксеном он отмечает зерна бурого сфена. Аутигенные минералы представлены железисто-карбонатными агрегатами и пиритом, причем содержание последнего колеблется в чрезвычайно широких пределах — от долей процента до 95%. В. Н. Са с а к указывает в песчаниках гнезда и прослойки (до 2 мм) глаукоконита.

Полный разрез кимериджа, ранее относимый к верхней юре, вскрыт только на юго-восточном крыле Малохетской антиклинали. На Точинском поднятии нижний кимеридж обнаружен даже на своде структуры. Отложения описываемого яруса образованы глинами, алевролитами с редкими и маломощными прослойками (до 2 см) мергелей. Тяжелые минералы алевролитов скважин 12-Р и 10-Р представлены биотитом (30—68%) и апатитом (18—60%). В подчиненном количестве обнаружены черные рудные, сфен, лейкоксен. Встречаются гранат, циркон и титанистые минералы. Из аутигенных минералов установлены сидерит и пирит: содержание последнего колеблется от 11 до 60%. Автор указывает на присутствие глаукоконита в количестве до 10% от всей породы.

Нижний волжский ярус, относившийся к верхней юре, вскрыт в скважине 10-Р на юго-восточном крыле Малохетской антиклинали. На северо-западном крыле структуры встречены лишь низы нижнего волжского яруса. Отложения нижеволжского века представлены глинами с прослойками алевролитов и мергелей мощностью до 5 см. Глины часто пиритизированы, благодаря чему содержание пирита порой достигает 50% тяжелой фракции. Из терригенных минералов автор указывает на преобладающий биотит (до 85%), затем апатит и сфен. Присутствуют хлорит, циркон, гранат, турмалин, имеется даллит. В легкой фракции отмечаются глаукоконит и шамозит. В отдельных образцах содержание биотита достигает 95%.

К верхнему волжскому ярусу В. Н. Са с а к условно отнес оскольчатые темноокрашенные глины с редкими прослоями алевролитов и мергелей. Среди глин обнаружены многочисленные пиритизированные растительные остатки. В глинах скважины 10-Р фракция 0,1—0,05 мм сложена, главным образом, биотитом, содержание которого среди легких минералов достигает 67%, а среди тяжелых — 99%. Так же высоко содержание пирита.

В разрезе мезозойских отложений Усть-Енисейского района образования нижнего мела пользуются почти повсеместным распространением, за исключением переходных слоев апт-баррема, сохранившихся от размыва только на крыльях Малохетской антиклинали, а также в погруженных, вследствие наличия сбросов, участках малохетского поднятия. Отложения валанжинца в описываемом районе залегают с угловым несогласием на различных горизонтах верхней и средней юры. Они представлены алевролитами и глинами, содержащими прослойки песчаников и алевролитов и редкие тонкие прослойки мергелей. Для верхней части яруса характерно частое чередование глинистых и алевролитовых прослоев.

Среди тяжелых аутигенных минералов в глинах скважины 12-Р встречается, главным образом, пирит, содержание которого обычно не превышает 10%. К пириту примешиваются железисто-карбонатные агрегаты, причем последние в верхней части свиты составляют иногда всю тяжелую фракцию, тогда как концентрация пирита колеблется от 3 до 5%. В нижней части горизонта наблюдается обратное соотношение указанных минералов. Среди терригенных минералов автор указывает гранат, циркон, апатит, турмалин и черные рудные минералы. Крайне изменчиво содержание сфена. Так, в скважине 12-Р он достигает 34%, а в скважине 13-Р он встречается в виде единичных зерен. Обратное соотношение наблюдается в содержании титанистых минералов и анатаза. Автор отмечает полное сходство состава тяжелых минералов нижеваланжинских глин и алевролитов кимериджа, особенно же нижнего и верхнего волжского ярусов. Содержание биотита в тяжелой фракции глин колеблется

от 60 до 90%, в легкой фракции составляет 42%. Содержание апатита достигает 30% от состава тяжелых минералов.

Переходная свита валанжин — готерив, выделявшаяся ранее под названием песчано-глинистого горизонта валанжина, имеет в пределах Малохетской антиклинали повсеместное распространение. Свита представляет чередование алевроитов, глин, песков и песчанков. В породах выявлены растительные остатки. Тяжелая фракция в песках из скважины 12-Р представлена минералами группы эпидота-ционита (43%), гранатом, сфеном, апатитом, цирконом, биотитом и черными рудными.

Не менее широким распространением пользуются отложения готерива, выделяемые В. Н. Саксом под знаком вопроса и относившиеся раньше к валанжину. К готериву В. Н. Сакс отнес толщу песков, часто сменяющихся известковистыми песчанками, с прослоями глин и алевроитов. В песках встречаются тонкие (1 мм) прослойки, состоящие из растительных остатков и слюды. Иногда наблюдаются включения каолинита белого цвета. В глинах имеются включения мелких растительных остатков и встречаются линзочки пирита. Глины в своей массе сложены бейделлитом, а иногда к ним примешиваются гидрослюды. В песках обнаружены минералы группы эпидота-ционита, апатит, биотит, черные рудные. В подчиненном количестве имеются циркон и сфен.

На размытой поверхности готерива залегают, условно выделяемые В. Н. Саксом, отложения баррема, относившиеся ранее к угленосной толще нижнего мела. В основании свиты залегают прослойки конгломерата, либо гравеллита, и в отдельных скважинах — слои грубозернистого песка с примесью гравия и гальки. В целом свита представлена песками, иногда переходящими в рыхлые и известковистые песчанки с подчиненными прослоями глин и алевроитов. Белый цвет песков обусловлен наличием в цементе каолинита. В песках и песчанках отмечаются обугленные остатки древесины, линзочки и тонкие прослойки бурого угля. Глинистые минералы в данной свите представлены бейделлитом, иногда с примесью гидрослюды и реже только одной гидрослюдой.

Отложения баррема-апта сохранились, как указывалось выше, только на крыльях Малохетской антиклинали, а также в опущенных участках, обусловленных сбросами. Свита ранее включалась в состав угленосной толщи нижнего мела. В ней преобладают алевроиты и глины с подчиненными прослоями песков и песчанков. Породы свиты перенасыщены обуглившимися стебельками растений, обломками древесины и растительным детритом. В составе свиты встречаются пласты бурых углей мощностью до 5 м. Глинистые минералы представлены смесью бейделлита с гидрослюдой, одним бейделлитом и реже гидрослюдой.

В составе верхнего мела В. Н. Сакс выделяет две свиты. Из них альб-сеноман сохранился от размыта лишь на крыльях Малохетской антиклинали. Ранее данную свиту относили частью к надугленосной толще, частью включали в угленосную. Отложения свиты, выделяемые В. Н. Саксом условно, преимущественно зеленоватыми песками с редкими прослоями рыхлых известковистых песчанков и незначительным количеством глин и алевроитов. Зеленый цвет песчанков обусловлен большим содержанием в них хлорита, входящего как в цемент, так и в обломочную часть породы. Кроме хлорита, часто встречаются гидрослюды (сильно железистые), реже шамозит и единичные зерна глауконита. В большом количестве присутствуют обломки обуглившейся и лигнитизированной древесины и прослойки (3—20 см мощности) бурых углей. Глины сложены бейделлитом и реже смесью бейделлита с гидрослюдой.

Отложения турона, последнего члена верхнемеловых отложений района Усть-Енисейского порта, встречаются в участках наибольшего погружения структуры. Указанные осадки относились ранее к коньяку и сапуну. Свита представлена алевроитами с прослоями глин и песками, причем последние преобладают в верхней части, тогда как в низах яруса до-

минируют алевроиты с многочисленными прослойками глин и песков. В алевроитах иногда встречаются известковистые и пиритовые конкреции, в глинах, состоящих из гидрослюды, отмечаются растительные остатки.

Таким образом, мы рассмотрели фактический материал по стратиграфии и литологии юрских и меловых отложений, приведенный В. Н. Саксом. Несмотря на сравнительно небольшой объем работы В. Н. Сакса, в ней приводится весьма детальная литологическая характеристика многочисленных стратиграфических подразделений осадочных толщ района Усть-Енисейского порта. Однако одновременно с обилием различных сведений, в этой работе, к сожалению, нет даже попытки подойти к вопросу расчленения осадочных образований на основе минералогических коррелятивов. Если изучение фаунистических остатков дало возможность В. Н. Саксу разработать новую стратиграфическую схему, благодаря чему в данное время корреляция скважин по юре и мелу, как он указывает, не представляет трудностей, то корреляция по тяжелым минералам по-прежнему остается невозможной. В заключение В. Н. Сакс пишет: «Что касается минералогической характеристики, то в настоящее время мы располагаем еще недостаточным количеством анализов для того, чтобы можно было выделить характерные минералогические комплексы. Анализы Н. Т. Меркушевой, как уже указывалось, для этого непригодны».

Чтобы закончить описание истории исследования минералогических коррелятивов осадочных толщ района Усть-Енисейского порта, следует упомянуть о сводной работе А. С. Запорожцевой и Т. М. Пчелной, в которой излагаются результаты проведенных в 1949—1952 гг. литологических исследований кернового материала 12 роторных скважин так называемой Малохетско-Точинской структуры. Изучению подверглись все палеозойские (от силура и выше) отложения и большая часть мезозойского разреза (до нижнего мела включительно). В работе дается подробная литологическая характеристика толщ Усть-Енисейского района, описываются гранулометрический состав, физические свойства и вещественный состав. Для песчано-алевроитовых фракций авторы приводят перечень тяжелых минералов, но, к сожалению, процентное содержание их в виде таблиц не указывается, что исключает возможность использовать наличие тяжелых минералов для корреляции.

Таким образом, в результате изучения минералогических коррелятивов осадочных толщ района Усть-Енисейского порта накопился значительный материал, дающий возможность подойти к вопросу корреляции отдельных свит, горизонтов и зон. Однако данные Н. Т. Меркушевой вызывают некоторые сомнения в отношении достоверности минералогических анализов, что потребует в дальнейшем дополнительных исследований для всех выделенных ею подразделений. Выше отмечалось, что для пород района Усть-Енисейского порта применялась методика изучения аксессуарных (тяжелых) минералов только алевроитовых фракций. На данном этапе развития литологии такой подход к изучению коррелятивов следует считать весьма упрощенным, что, как мы видели, не могло не отразиться на конечных выводах Н. Т. Меркушевой. В дальнейшем было бы весьма желательно провести изучение коррелятивов пелитовых и коллоидных фракций осадочных пород района Усть-Енисейского порта, для чего следует применить новейшие методы исследования минералогического состава осадочных пород и, в частности, гравитационный анализ. дающий возможность изучать состав тяжелых минералов весьма тонких фракций.

РАЙОН ТАЙМЫРСКОГО ОЗЕРА

Под районом Таймырского озера понимается территория, окружающая Таймырское озеро, низовые р. Верхней Таймыры и частично бассейн р. Нижней Таймыры. Из-за труднодоступности указанный район до 1946 г. оставался почти неисследованным. Начиная с указанного времени

в районе Таймырского озера проводились планомерные работы по составлению геологической карты миллионного масштаба, и, благодаря этому, к настоящему времени накопился значительный материал по геологии и полезным ископаемым центральной части Таймырского полуострова. К сожалению, среди множества различных сведений данные о тяжелых минералах осадочных образований и возможности их использования в качестве коррелятивов почти отсутствуют. Региональный характер съемок с одной стороны, и недооценка исследований минералогических коррелятивов для целей стратиграфии, с другой, представляются нам основными причинами отсутствия интересующих нас данных по району Таймырского озера. Однако мы считаем необходимым привести те скудные сведения, которые имеются у различных авторов.

Исследования В. Д. Дибнера в 1951 г. в районе Таймырского озера (рр. Журчашая, Климовка) морских юрских мелкозернистых песков показали во фракции 0,25—0,05 мм среди тяжелых минералов наличие рудных 27%, лейкоксена 38%, турмалина 12%, эпидота 7%, слюды 7%, шпидрита 2,5%. В виде примесей имеются пироксены, гранаты, циркон, сфен, апатит, сидерит. В отдельных случаях (р. Журчашая) в тяжелой фракции резко преобладают рудные минералы (до 90%). Содержание циркона достигает 8%.

Для нижнемеловых континентальных песков, развитых в районе Таймырского озера, В. Д. Дибнер приводит следующие данные: гранаты 19—34%, эпидот 16—31%, циркон 3—7%, сфен 7—10%. Остальные тяжелые минералы — рутил, турмалин и др. присутствуют в незначительных количествах, едва достигающих 1—2%. Как и в юрских осадках, количество рудных минералов достигает 21—33%. Песчано-глинистые осадки валаунина в районе, расположенном к востоку от Таймырского озера, по данным В. Д. Дибнера, содержат следующие тяжелые минералы: гранат 1—16%, эпидот 1—26%, циркон 1—5%, сфен 0,5—7%, апатит 2—5%, рудные 24—86%. Осадки в районе Таймырского озера (нижний мел) характеризуются, как указывает А. П. Пумин, в следующей ассоциации тяжелых минералов: гранат 3,5—22%, эпидот 3—36%, циркон 2—10%, сфен 1—3%. Остальные устойчивые минералы, как и в предыдущем случае, присутствуют в виде примесей, достигающей 1—3%.

Согласно данным Ф. Г. Маркова, верхнемеловые континентальные пески на северном побережье Таймырского озера и на р. Нижней Таймыре (севернее о. Фомина) имеют следующий состав тяжелых минералов: пироксены 11—23%, амфиболы 1—2%, гранат 2—4%, сфен 0—4%, эпидот 7—11%, рудные 61—72%. В верхних слоях верхнего мела, пред ставленных мелкозернистыми песками южного берега Таймырского озера по данным А. П. Пумина, установлен следующий минералогический комплекс: пироксены 1—22%, эпидот 8—41%, гранат 8—15%, циркон 2%, сфен 2—5% и рудные 24—27%.

Приведенные цифровые данные, исчерпывающие весь имеющийся материал, совершенно недостаточны для выделения каких-либо минералогических коррелятивов, на основании которых можно было бы расчленять осадки. Как было показано выше, для юрских и меловых отложений района Таймырского озера характерно преобладание среди тяжелых минералов песчано-алевритовой фракции граната и эпидота. Однако содержание указанных минералов колеблется в значительных пределах, что обесценивает их для целей корреляции. Высокое содержание рудных минералов также не может служить этой цели, ибо нет уверенности в том, что они не являются эпигенетическими. С этой точки зрения следует считать благоприятным появление в верхнемеловых отложениях заметных концентраций пироксенов. Надо подчеркнуть, что в конце верхнего мела и даже несколько ранее в зоне гипертеза отсылаемого района обнажились трапповые тела, для которых пироксен, как известно, является порообразующим минералом.

ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР

Под районом Восточного Таймыра обычно понимается северо-западное побережье Хатангского залива, а также восточное побережье Таймырского полуострова и территории, прилегающие к ним. Данный район выгодно отличается от предыдущего наличием почти полного разреза пермских и мезозойских отложений. В 1950 г. на юго-восточном Таймыре была произведена геологическая съемка масштаба 1:1 000 000. Согласно материалам П. С. Воронова и В. А. Черепанова, здесь имеются отложения, начиная от среднего девона и до нижнего мела включительно. Авторы приводят некоторые данные о минералогических коррелятивах толщ, слагающих юго-восточный Таймыр. Так, для песчаников верхней перми они дают следующий состав тяжелых минералов песчаной фракции: рудных 20%, апатита 15%, биотита 13%, гидрослюдистых агрегатов 13%, сфена 6%. Циркон, эпидот, пирит и сидерит присутствуют в количестве 2—4%. В виде незначительной примеси, не более 0,5%, встречаются пироксены, роговая обманка, сфен, рутил и анатаз. Любопытно, что среди тяжелых минералов алевритовой фракции главенствующее место занимает апатит. В верхних слоях песчаников, закарпачивающих разрез верхней перми, тяжелые минералы алевритовой фракции представлены лейкоксеном 52%, апатитом 24%, титанистыми минералами 10% и турмалином 8%. Остальные минералы присутствуют в обычных для них количествах. Можно надеяться, что для верхнепермских отложений хорошим коррелятивом окажется апатит и, возможно, турмалин.

Пермо-триасовым и юрским отложениям юго-восточного Таймыра П. С. Воронов и В. А. Черепанов не дают необходимой для корреляции минералогической характеристики. Нижнемеловые кварцевые песчаники (тигянская свита), по данным авторов, содержат в тяжелой фракции эпидот, цоизит, сфен, слюды и хлорит. Реже встречаются циркон, турмалин, рутил, гранат и апатит. Пески тигянской свиты, также нижнемелового возраста, в песчано-алевритовой фракции содержат следующий комплекс тяжелых минералов: рудных 37%, эпидота-цоизита 29%, граната 21%, сфена 5%, апатита 2%, пироксенов 1%. Роговая обманка, турмалин, циркон, рутил, кванит, ставролит, брукит присутствуют в незначительных количествах.

Литологически сходная расхоинская свита, встречающаяся вблизи побережья Хатангского залива, характеризуется следующим комплексом тяжелых минералов: граната 17%, биотита 13%, эпидота-цоизита 10%, апатита 3%. Остальные довольно многочисленные минералы, не имеющие значения для корреляции, в осадках присутствуют в незначительных количествах.

Более подробные сведения о коррелятивах обломочных пород имеются по району мыса Цветкова, где наиболее полный разрез песчано-глинистых толщ получил фаунистическую и минералогическую характеристику. В районе развиты пермские и мезозойские отложения, изучавшиеся нами с точки зрения наличия в них тяжелых минералов. Наиболее древняя толща переслаивающихся песчано-глинистых отложений P_2 содержит, по нашим данным, следующий комплекс тяжелых минералов: магнетит 35%, роговая обманка 7%, апатит 4,5%. В значительных количествах присутствуют эпигенетические образования: железистые агрегаты 42% и пирит 6,6%. Такие минералы, как турмалин, циркон, биотит, пироксены и титанит, присутствуют в небольших количествах. Среди редких или, вернее, резко подчиненных минералов И. М. Мигуна указывает на рутил, ставролит и эпидот, что вызывает некоторую недоуменность, ибо при наших исследованиях эти минералы в осадках нижней перми не обнаружены.

Вышележащая аргиллитовая толща верхней перми, содержащая в

основании слои песчанников, может быть охарактеризована следующим комплексом тяжелых минералов: железистые агрегаты 30%, магнетит 25%, роговая обманка 5%. Для данных отложений характерно повышенное содержание граната (22%) и апатита (11%). Как было сказано, апатит может оказаться хорошим коррелятивом для пермских отложений, поскольку во всех остальных более молодых осадках он, как правило, присутствует в незначительных количествах. В некоторых прослойках песчанников наблюдается повышенное содержание биотита (7%).

В основании переходной толщи между палеозоем и мезозоем в районе мыса Цветкова располагаются туфо-конгломераты, выше залегают песчанники и аргиллиты, и в средней части толщи наблюдается чередование мелкозернистых песчанников с алевролитами. Верхняя часть толщи представлена лавами. По материалам наших исследований, минералогический состав тяжелой фракции можно охарактеризовать следующим образом: железистые агрегаты 24%, магнетит 16%, роговая обманка 22%, пироксены 17%. В данном случае маркирующими минералами являются пироксены, появление которых можно связывать с размыванием вулканических образований трапповой магмы. Хотя массовые излияния траппов были приурочены к концу формирования толщи, можно предполагать, что внедрение магмы по трещинам началось задолго до образования покровов. Из второстепенных компонентов переходной толщи следует указать на апатит (0,26%), гранат (1,34%) и рутил (0,3%).

В основании нижнетриасовой толщи в районе мыса Цветкова залегают зеленовато-серые мелкозернистые песчанники, выше которых по разрезу наблюдается чередование песчанников с аргиллитами, причем количество последних вверх по разрезу увеличивается. Минералогический состав тяжелой фракции песчанников весьма беден. Исследования показали в них наличие железистых агрегатов (66%), роговой обманки (17%), граната (12%). В подчиненном количестве имеются сфен, циркон, пироксены и рутил. Любопытно, что содержание пироксенов достигает только 0,6%; это указывает на быстрое захоронение трапповых покровов, излившихся к началу нижнего триаса. Надо полагать, что после излияния траппов наступило быстрое, но незначительное погружение страны и затем трансгрессия моря. На незначительность погружения указывает совместное нахождение флоры и фауны, характеризующее прибрежные условия осадкообразования.

К среднему триасу в районе мыса Цветкова относят толщу алевритов с резко подчиненным количеством мелкозернистых, чаще алевролитовых песчанников. Среди песчанников подчиненное значение имеют темные зеленовато-серые алевролиты и темно-серые аргиллиты. В песчанниках установлен следующий комплекс тяжелых минералов: агрегаты 74%, роговая обманка 5%, циркон 3%, пироксены 2%, рутил 2%, магнетит 2%. Гранат, титанит, турмалин, ставролит, эпидот присутствуют в незначительных количествах. Следует отметить заметное (8%) содержание пирита. Как известно, коррелятивное значение пирита иногда бывает сомнительным, и поэтому в дальнейшем следует уточнить, является ли он сингенетичным, и только в таком случае принимать его за коррелятив.

Верхнетриасовые отложения в районе мыса Цветкова представлены в основном серыми аргиллитами, переходящими вверх по разрезу в алевролиты и затем в песчанники. В последних установлен следующий комплекс тяжелых минералов: агрегаты 48%, роговая обманка 10%, циркон 3,5%, пироксен 2,5%, турмалин 1,4%, апатит 1,5%. В заметных количествах (до 5%) присутствуют слюды, но в данном случае они едва ли могут быть надежными коррелятивами. В отдельных случаях наблюдается высокое (до 30%) содержание пирита, о значении которого говорилось выше. Наконец, такие минералы, как гранат, титанит, ставролит, эпидот, хлорит, присутствуют обычно в виде примесей и поэтому не создают общего облика тяжелой фракции верхнетриасовых пород.

Среди юрских отложений района мыса Цветкова установлены все три

отдела. Нижнеюрские осадки начинаются серыми алевролитами, которые выше по разрезу переходят в алевритовые песчанники с прослоями конгломератов, сменяемых выше алевролитами и аргиллитами. В песчанниках установлен следующий комплекс тяжелых минералов: роговая обманка 9,4%, турмалин 2,3%, магнетит 3,2%. В виде примеси присутствуют гранат, титанит, циркон, пироксен, апатит и рутил. Содержание их не превышает 1%.

Среднеюрские отложения начинаются конгломератами, сменяемыми выше алевролитами и содержащими иногда заметную примесь песчаного материала. Выше по разрезу следуют песчанники, в верхних слоях которых появляются прослои алевролитов. Для среднеюрских отложений установлен следующий комплекс тяжелых минералов: железистые агрегаты 72%, биотит 11,5%, гранат 9%, пирит 2,6%. Содержание роговой обманки, титанита, циркона, пироксенов, эпидота, апатита не достигает 1%. Как видно из приведенного, комплекс тяжелых минералов осадков средней юры несколько необычен. Не исключено, что биотит и гранат окажутся в дальнейшем надежными коррелятивами.

Верхняя юра представлена в районе мыса Цветкова алевролитами, песчанниками и аргиллитами. Последние две разновидности имеют подчиненное значение. В песчанниках с заметной примесью алевритового материала установлен следующий комплекс тяжелых минералов: роговая обманка 33%, турмалин 4%, гранат 3,5%, ставролит 2,4%, титанит 1,5%. Содержание циркона, пироксена, эпидота, рутила, магнетита и слюды меньше 1%. Содержание агрегатов достигает 52%. Относительно последних можно заметить, что они состоят из мельчайших зерен, видимо, кварца, полевых шпатов и слюды, сцементированных карбонатом и лимонитом. Возможно, что в составе тяжелых минералов роговая обманка окажется в дальнейшем неплохим коррелятивом.

Наконец, последним членом мезозойских отложений являются песчанники нижнего мела, для которых установлен следующий комплекс тяжелых минералов: гранат 30%, роговая обманка 20%, рутил 11%, титанит 7%, циркон 2%, эпидот 3,5%. Пироксены, слюды и ставролит присутствуют в незначительных количествах. Нижнемеловые осадки характеризуются высоким содержанием граната и роговой обманки. Если в дальнейшем подтвердится устойчивость содержания этих минералов по всей толще нижнего мела как по вертикали, так и в плане, то они окажутся хорошими коррелятивами.

Говоря о мезозойских отложениях района мыса Цветкова в целом следует отметить, что полнота разреза и надежное фаунистическое обоснование стратиграфических единиц являются хорошими предпосылками для успешного изучения минералогических коррелятивов в будущем. Вторым благоприятным моментом является близость района Нордвика с его многочисленными буровыми скважинами, благодаря которым расчленение осадков основано на большом фактическом материале. Сопоставление минералогических разрезов района мыса Цветкова и района Нордвика, безусловно, даст хорошие результаты.

Далее следует перейти к району бухты М. Прончишевой, где исследования проводены экспедицией Института геологии Арктики под общим руководством Ф. Г. Маркова. Автор выделяет нижнекаменноугольные отложения, три свиты нижней перми и триасовые отложения. Нижнекаменноугольные отложения представлены различными известняками и для нас интереса не представляют. Для песчано-сланцевой свиты нижней перми Ф. Г. Марков указывает на следующий комплекс тяжелых минералов: апатит, циркон, реже рутил и турмалин. Вышеящая свита песчанников имеет среди тяжелых минералов циркон, гранат, роговую обманку, рутил, апатит, турмалин, изредка ставролит. Вся толща общей мощностью 2000—2200 м не имеет руководящих окаменелостей и поэтому условно, на основании общих геологических соображений, отнесена Ф. Г. Марковым к нижней перми. Значительное распростра-

ние и большая мощность нижнепермских отложений, с одной стороны, и отсутствие фауны, с другой, представляет сочетание таких условий, когда расчленение и корреляция по минералогическим признакам могут дать значительный эффект.

Триасовые отложения в районе бухты М. Прончищевой встречаются всего лишь в одной точке, и то в высыпках. Видно, поэтому они не получили у Ф. Г. Маркова минералогической характеристики.

Резюмируя все сказанное, можно отметить, что на Восточном Таймыре имеется наиболее полный стратиграфический разрез пермских и мезозойских терригенных образований, что, безусловно, создает благоприятные условия для изучения минералогических коррелятивов. Приведенный выше фактический материал не может даже в малейшей степени характеризовать осадочные образования этого района, так как представляет результаты единичных минералогических анализов. В будущем необходимо подвергнуть детальному анализу коллекции осадочных пород, имеющиеся в распоряжении Института геологии Арктики.

НОРДВИК-ХАТАНГСКИЙ РАЙОН

Этот район включает в себя юго-восточное побережье Хатангского залива, п-ов Юрюнг-Тумус и территорию, примыкающую к ним с востока и юга. В геологическом строении района участвуют палеозойские, мезозойские и четвертичные отложения. В связи с нахождением в районе нефти здесь проведено глубокое бурение, благодаря которому слагающие район осадки подверглисьдробному расчленению.

Палеозойские отложения в районе Нордвика представлены четырьмя комплексами пород: 1) толщей гидрхимических осадков среднего девона, 2) карбонатной толщей верхнего девона, 3) терригенными осадками перми, 4) эффузивами основных пород пермтриаса.

Мезозойские отложения описываемого района представлены терригенными осадками, часть которых содержит обильные фаунистические остатки. Четвертичные образования сложены глинистыми песками и суглинками. Среди современных осадков имеются пески, галечники и глины. Значительную часть четвертичных отложений составляют ископаемые льды.

Изучение минералогических коррелятивов терригенных отложений района Нордвика началось в 1940 г. в специально созданной для этой цели петрографической лаборатории Нордвической экспедиции. В результате многолетних работ накопился обширный фактический материал по минералогическому составу, физическим свойствам и granulometрии отложений района Нордвика. Весь материал был обобщен в 1947 г. в сводной работе К. С. Васильевой. Эта работа в настоящее время является наиболее исчерпывающим источником, где в сжатой форме дается разностороннее представление по интересующим нас вопросам. Материал излагается в геохронологическом порядке — от наиболее древних осадков к молодым, в соответствии с известной стратиграфической схемой Т. П. Кочеткова. Согласно этой схеме, терригенные осадки пермского возраста по фауне, флоре и литологическим особенностям делятся на следующие четыре свиты (снизу вверх): 1) подильинская свита (пермь), 2) ильинская свита (казанский ярус), 3) мисайлалская свита и 4) эффузивно-туфовая свита (татарский ярус).

Подильинская, или, как теперь ее именуют, нижнекожевинковская свита подсечена скважиной на п-ове Юрюнг-Тумус, в районе сопки Кожевинкова и мыса Илья. Разрез свиты характеризуется, по данным К. С. Васильевой, чередованием плотных песчаников, алевролитов и алевроитовых глин. Минералогическому изучению подвергались зерна размером 0,25—0,1 мм как легкой, так и тяжелой фракции. Среди тяжелых минералов свиты наибольшим распространением пользуются гранат

и циркон. В меньшем количестве присутствуют апатит, турмалин, рутил и титанистые минералы. Почти всюду встречается красная шпинель, но всегда в подчиненных количествах. Минералы группы ильменит-магнетита встречаются в небольших количествах, что отличает пермские отложения от мезозойских. В последних рудные минералы присутствуют в значительных количествах.

Ильинская (верхнекожевинковская) свита, относимая Т. П. Кочетковым к казанскому ярусу, сложена аргиллитами, часто переходящими в глины. Минералогический состав тяжелой фракции представлен, главным образом, карбонатами — сидеритом и доломитом. Нередко среди тяжелых минералов встречаются шпирит и бурый железняк. В малых количествах входят циркон, апатит и др. В крошке свиты преобладают осадки с заметным содержанием песчано-алевритового материала. В песчаных разностях обнаружены гранат, циркон, рутил, апатит, турмалин, титанит, хлорит, бесцветные слюды, красная шпинель, барит и рудные. В отличие от предыдущей свиты, в отложениях ильинской свиты высокие концентрации граната и циркона встречаются редко.

Осадки следующей мисайлалской свиты встречены в разрезах Илья-Кожевинково, где они представляют чередование алевролитов, аргиллитов, глин и песчаников. Минералогический состав тяжелой фракции мало отличается от тяжелой фракции нижележащих пород ильинской свиты. Здесь также установлены гранат, циркон, рутил, апатит, титанит, красная шпинель, содержание которых незначительно отличается от тяжелой фракции предыдущей свиты. Для данной свиты характерно несколько повышенное, по сравнению с породами ильинской свиты, содержание хлорита, биотита, бесцветных слюд и минералов группы ильменит-магнетита. Следует отметить довольно частое присутствие в породах описываемой свиты пироксенов, правда, в очень малых количествах.

Эффузивно-туфовая свита — последний член палеозойских образований — представлена эффузивными разностями и туфогенными песчаниками. Минералогическая характеристика пород данной свиты в отчете К. С. Васильевой отсутствует.

Триасовые отложения в районе Нордвика несогласно залегают на размытой поверхности верхней перми. Фаунистически доказаны каринийский и анзиский ярусы. Песчаная толща, залегающая между этими ярусами, фаунистически не охарактеризована.

Анзиский ярус представлен чередованием песчаников, алевролитов и сланцеватых глин. Среди тяжелых минералов в породах описываемого яруса наиболее распространены ильменит и магнетит, содержание которых часто достигает 68—82%. Встречаются также хлорит, биотит и в меньшем количестве бесцветные слюды. В соответствии с концентрацией рудных минералов резко снижается содержание граната и циркона. В подчиненных количествах присутствуют рутил, турмалин и красная шпинель. В редких случаях, но иногда в довольно заметных количествах (до 53%) встречаются пироксены. В состав тяжелой фракции также входят карбонаты — сидерит и доломит. Содержание пирита достигает порою 100%. Для пород анзиского яруса, как и вообще для мезозойских отложений в целом, хорошими коррелятивами могут служить, при условии их сингенетичности, черные рудные минералы, содержание которых резко отличается от содержания их в пермских осадках. Преобладание рудных среди тяжелых минералов в осадках мезозоя связано, вероятно всего, с размытанием трапповых эффузивов.

Толща, перекрывающая анзиский ярус, представляет чередование песчаников, алевроитов и песков. В них нередко встречаются прослой аргиллитов. Так же как и в породах анзиского яруса, здесь наибольшим распространением пользуются черные рудные минералы (от 10 до 100%). В значительных количествах, но не всегда присутствует биотит, а также хлорит, турмалин, титанит. Гранаты встречаются в количествах от 5 до 10%, циркон 8—20% и красная шпинель 2—5%. Осадки данного

яруса фаунистически не охарактеризованы, и поэтому особенно желательно установить для них комплекс вполне надежных минералогических коррелятивов.

Осадки следующего, карниевского яруса в вертикальном разрезе довольно изменчивы. Нижние слои образованы глинистыми породами, переходящими выше по разрезу в алевролиты. Верхние слои яруса представлены почти целиком песчаными породами. Содержание и состав тяжелых минералов почти не отличаются от тяжелых фракций пород среднего триаса. Здесь также преобладают рудные минералы (49—66%). Гранат и циркон присутствуют в незначительных количествах (гранат 1—4%, циркон ?—15%). Довольно высоко содержание турмалина (до 12%).

Вышележащая так называемая чайдакская свита фаунистически не охарактеризована и отнесена к нижней юре по соотношению с вмещающими породами. Она залегает между карниевским ярусом и слоями с фауной лейаса. Осадки чайдакской свиты, относящиеся к прибрежно-континентальной фации, представлены слабо уплотненными песками с прослойками алевролитов и алевропелитов, переходящими в глины. В основании свиты залегает конгломератовидный песчаник. Тяжелая фракция пород чайдакской свиты изобилует биотитом и хлорито-биотитом. Однако господствующими минералами тяжелой фракции по-прежнему остаются рудные. Гранат, циркон, апатит, титанит и рутил встречаются в количествах от единичных зерен и до 8%. Правда, в отдельных случаях содержание циркона и граната достигает 15%. Любопытно отметить устойчивое содержание в тяжелой фракции турмалина (8—10%) и красной шпинели (4—8%).

Стратиграфически выше залегает толща морских осадков, относимых по фауне к лейасу. В нижней части разреза отложения лейаса представлены песчаными породами с редкими прослойками алевролитов и реже глин. На Тиганском участке пачка коричневых глин (мощностью от 3 до 7 м), залегающая в основании толщи, являлась опорным горизонтом при бурении. В нижней части толщи, слагаемой песчаниками и песками, в тяжелой фракции наблюдается повышенное содержание граната и циркона, преобладание рудных минералов и почти полное отсутствие бесцветных слюд. В верхней глинисто-алевролитовой части толщи, наоборот, наблюдается большое количество бесцветных слюд, хлорита и почти полное отсутствие рудных минералов. Указанные черты могут быть достаточно надежными коррелятивами для пород лейаса.

Осадки средней юры, точно так же, как и в предыдущем случае, по литологическим признакам могут быть разделены на две подсвиты — нижнюю песчано-глинистую и верхнюю — глинистую. Первую подсвиту относят к аалену, вторую — к бату. Осадки аалена в нижней части представлены чередованием глин и песчаников, хотя последние и занимают подчиненное положение. Стратиграфически выше наблюдается пачка песков и песчаников с подчиненными прослоями песчаных глин. Выше по разрезу значение глин возрастает, и в них появляется обильная фауна батского возраста. Среди тяжелых минералов значительное место занимает пирит. В небольших количествах присутствуют апатит, хлорит, биотит, черные рудные, гранат, циркон, турмалин. В батских осадках, помимо основного тяжелого минерала — пирита, большим распространением пользуется биотит и редко циркон (до 18%). В подчиненных количествах присутствуют титанит, апатит, рутил, хлорит, циркон и др.

Осадки верхней юры представлены различными глинами с прослоями известняков. В пределах описываемого района данные отложения подразделяются на четыре горизонта.

Меловые отложения в районе Нордвика представлены морскими глинами валанжина и континентальными песками угленосной толщи. Верхнеюрские и меловые отложения у К. С. Васильева литологически не охарактеризованы.

Далее следует остановиться на сводной работе П. С. Воронова, посвященной описанию пермских отложений разреза глубокой роторной скважины района Сындаско. Автор стремился дать достаточно разработанную стратиграфическую схему на базе изучения микрофауны и палеогеографической обстановки пермского времени по данным литологических и геохимических исследований. Как отмечает П. С. Воронов, пермские отложения района Сындаско, состоящие, как известно, из чередующихся терригенных образований — песчаников, алевролитов и др., характеризуются следующим комплексом тяжелых минералов (в фракции 0,25—0,05 мм): черные рудные 80%, апатит 60%, гранат 35%, анатаз и титанит — 55%, турмалин 35%, циркон 15%. В виде незначительной примеси встречаются шпинель, рутил, пироксены. Автор указывает, что большинство описываемых минералов более или менее равномерно распределено по всему разрезу перми. Исключением являются две группы минералов: анатаза и титанистых, а также черных рудных минералов. Первая группа характерна для низов нижней перми, где она повсеместно прослеживается в значительных количествах. Примерно то же можно сказать и о второй группе рудных минералов, содержание которой резко возрастает вверх по разрезу. П. С. Воронов считает, что обе указанные группы минералов могут оказаться в будущем пригодными для корреляции разрезов перми района Сындаско и прилегающей к нему территории.

Забегая несколько вперед, отметим, что К. С. Васильева, опираясь на огромный аналитический материал по коррелятивам района Нордвика, пришла к выводу, что пермские осадки в основном характеризуются ассоциацией циркона и граната, тогда как мезозойские отложения отличаются высоким содержанием рудных минералов и в несколько меньшей степени хлорита и биотита. Со своей стороны, добавим, что апатит, который является господствующим среди тяжелых минералов как в пермских осадках района Сындаско (до 60%), так и в пермских осадках района мыса Цветкова, может служить более надежным коррелятивом. Рудные минералы вероятнее всего окажутся космополитными формами и поэтому не могут быть коррелятивами. Второй коррелятив пермских отложений района Сындаско, по П. С. Воронову — анатаз и титанистые минералы, также вызывает сомнение, ибо высокие концентрации их, судя по приведенным данным П. С. Воронова, встречаются довольно редко (частота встречаемости равна 12,5%).

Среди осадков, обнажающихся из поверхности в районе Сындаско. П. С. Воронов указывает на юрские и нижнемеловые отложения. Нижнемеловые отложения (так называемый сангасалинский горизонт рассохинской свиты) содержат в песках, залегающих между двумя буровыми пластинами, до 40% роговой обманки и 30% граната.

В низовьях р. Попгай сангасалинский горизонт и тиганская свита, состоящие главным образом из песков и, в меньшей степени, алевролитов и глин континентального нижнего мела, имеют среди тяжелых минералов граната 6—52%, эпидота 1—25%, рудных 5—55%, циркона 1—7%, титаниста 1—13%. В виде незначительных примесей встречаются рутил, турмалин, ставролит, анатаз, шпинель, хлорит и др. Любопытно отметить, что содержание апатита в песках тиганской свиты достигает в некоторых случаях 13 и даже 20%. Пироксены обычно встречаются в количествах не более 3%, но в некоторых случаях они составляют до 9% тяжелой фракции. По-видимому, высокое содержание апатита в песках нижнего мела связано с локальным размывом и перетолжением пермских пород.

Пески рассохинской свиты из верхнемеловых континентальных отложений в низовьях р. Попгай содержат в тяжелой фракции пироксенов от следов до 47%, граната 30—70%, эпидота от следов до 14%, титаниста 4—12%. Остальные, довольно многочисленные минералы тяжелой фракции встречаются в обычных, как правило, незначительных количествах.

Рудные минералы наблюдаются в переменных количествах от 2 до 34 %.

Пески кара-тумусской свиты верхнемеловых континентальных отложений р. Попигаи содержат в составе тяжелых минералов граната 20—60%, эпидота 2—26%, циркона 2—5%, титаниста 1—13%, апатита 1—3% и рудных 21—26%. В приведенных анализах обращает внимание резкая изменчивость в содержании пироксенов; в отдельных случаях концентрация их достигает 47%, в других — они полностью отсутствуют. Это связано, как нам представляется, с локальным развитием трапповых тел, обнажавшихся в районе только в отдельных точках. Появление к началу четвертичного времени в зоне выветривания огромных масс пироксеносодержащих пород (траппов) обуславливает, как известно, высокое и устойчивое содержание пироксенов в четвертичных осадках.

Наконец, следует упомянуть, что в континентальных песках нижнего мела, обнажающихся в бассейне р. Хатаги, главными тяжелыми минералами являются циркон и гранат (по материалам Ф. Г. Маркова). Остальные минералы встречаются в незначительных количествах. Содержание рудных очень высокое и порой достигает 96%, но, как говорилось выше, данные минералы не могут быть коррелирующими.

В районе нижнего течения р. Котуя Д. С. Гантман по данным бурения 1951 г. выделяет пермские отложения, туфоластовую толщу, отложения нижнего и верхнего мела и четвертичные осадки. В пермских отложениях по ряду признаков автор выделяет нижнюю песчанковую часть, условно относимую к нижней перми, и верхнюю — сланцево-песчанковую, также условно относимую к верхней перми. Отложения нижней перми в районе нижнего течения р. Котуя представляют многократное чередование песчанников, глинистых и песчано-глинистых сланцев. В верхней части пермских образований преобладают различные сланцы с тонкими прослойками каменных углей, растительными остатками и стяжениями сферосидерита. В этой толще имеется три пласта каменного угля рабочей мощности. Д. С. Гантман указывает на незначительное распространение пермских отложений в низовьях р. Котуя и, видимо, поэтому не приводит их минералогической характеристики.

Породы туфо-лавового свиты пользуются большим распространением в краевой (северной) части Сибирской платформы, где они слагают водораздельные пространства. В основании свиты залегают туфо-песчаники и туфо-конгломераты с редкими пластами песчанников, глинистых и углисто-глинистых сланцев. В верхней части свиты появляются базальты, авгититы и их туфы. Породы лавового комплекса сложены основными плагиоклазами и пироксенами. В подчиненных, но все же значительных количествах присутствуют рудные минералы и оливин.

Отложения мелового возраста пользуются в районе нижнего течения р. Котуя весьма широким распространением. Они представлены осадками морской и континентальной фауны. В основании морского нижнего мела (валанжина), залегающего на размытой поверхности туфо-лавового свиты, находятся туфо-песчаники и песчанистые известняки с обильной фауной. Выше по разрезу они сменяются песчаниками с многочисленными прослоями глин. Буровыми работами 1951 г. в низовьях р. Котуя вскрыт наиболее полный разрез валанжина. В основании его залегают туфо-песчаники, песчанистые известняки и песчаники. Выше по разрезу появляются алевроитовые глины, переслаивающиеся с тонкозернистыми песчаниками. Верхняя часть свиты сложена преимущественно алевроитовыми песчаниками с глинисто-хлоритовым цементом. Состав обломков и цемента позволяет отнести их к группе граувакк. В целом в разрезе валанжина преобладают песчаники, образовавшиеся за счет размывания туфогенных отложений пермского возраста.

Среди тяжелых минералов в осадках валанжина Д. С. Гантман указывает на следующий комплекс: амфиболы 45,4%, непрозрачные рудные 22,5%, эпидот 18,6%, сфен 5%, гранат 2,3%, пироксены 1,5%. В виде примесей, не достигающих 1%, встречаются турмалин, рутил,

слоды. Забегая несколько вперед, отметим низкое содержание граната в осадках валанжина, отличающее их от пород угленосной свиты и верхнего мела, в которых среднее содержание граната соответственно равно 37,7 и 16,5%. Противоположная картина наблюдается в содержании амфиболов. Так, среднее содержание амфибола в осадках валанжина равно 45,4%, тогда как в других свитах мелового возраста оно составляет 2—4%. Возможно, что для описываемого района подобные соотношения главных минералов тяжелой фракции послужат надежным критерием для расчленения меловых отложений.

Континентальные отложения нижнего мела (угленосная свита) пользуются в районе нижнего течения р. Котуя весьма широким распространением. Буровые работы 1951 г. вскрыли почти весь разрез свиты. По данным бурения, отложения угленосной свиты представлены почти рыхлыми песками с редкими прослоями глин и линзами или пластообразными залежами бурых углей. В большом количестве встречается обуглившаяся древесина и растительный детрит. Для свиты весьма характерны маломощные прослои (линзы) известковистых песчаников. Пески угленосной свиты характеризуются следующим комплексом тяжелых минералов: гранат 37,7%, непрозрачные рудные 35%, эпидот 13,4%, сфен 4,2%, циркон 2,2%, амфиболы 2,2%. Содержание турмалина, пироксенов, рутила, дистена, ставролита, хлорита и слюды не превышает 1%. Коррелирующее значение граната для песков угленосной свиты отмечалось нами выше.

Осадки верхнего мела Д. С. Гантман выделил условно по литологическому сходству с породами верхнемелового возраста соседнего участка в бассейне р. Хеты. По данным бурения 1951 г., верхнемеловые отложения района нижнего течения р. Котуя представлены в основном разнообразными песками с редкими пластами глин. Для песков автор приводит следующий состав тяжелых минералов: непрозрачные рудные минералы 38,8%, пироксены 20,4%, гранат 16,4%, эпидот 7,5%, амфиболы 4%, циркон 3,6%, сфен 1,9%, рутил 0,9% и лимонит 0,9%. В виде незначительных примесей присутствуют турмалин, дистен и слюды. Состав тяжелых минералов песков верхнего мела характеризуется промежуточным содержанием пироксенов — в нижнемеловых осадках содержание пироксенов едва достигает, как мы видели, 1,5%, тогда как в четвертичных отложениях они составляют 70—80% тяжелых минералов. Вполне вероятно, что значительное содержание пироксенов послужит надежным коррелятивом для выделения верхнемеловых осадков.

Четвертичные отложения в долине нижнего течения р. Котуя представлены в основном аллювием и только в отдельных случаях, в ядрах синклиналильных прогибов дочетвертичных пород, накапливались осадки, состоящие из перемежающихся песков и глин. Для четвертичных песков характерен следующий состав тяжелых минералов: пироксены 75,8%, амфиболы 8,4%, непрозрачные рудные минералы 7,2%, эпидот 2%, гранат 2%, лимонит 1%. Остальные рудные компоненты тяжелой фракции — циркон, сфен, дистен, рутил, турмалин, ставролит, хлорит и слюды присутствуют всегда в количествах меньше 1%.

В среднем течении р. Попигаи И. Е. Ширяев выделяет карбонатную толщу кембрия, терригенные осадки перми, юры и мела. На основании изучения растительных и животных остатков, найденных в пермских отложениях, автор выделяет продуктивную толщу континентального и пресноводного происхождения. К верхней перми он относит осадки прибрежно-морской фауны с пропластками углей и морской фауны.

Выше залегают эффузивно-туфовая свита также, по мнению И. Е. Ширяева, верхнепермского возраста. Отложения, условно относимые к нижней перми, залегают на размытой поверхности известняков и доломитов верхнего кембрия. Литологически нижнепермские отложения представлены песками с пропластками песчанников, углей и реже глин. Для отложений данного возраста, как и для всей перми среднего тече-

нии р. Попигай, характерно наличие в них изверженных пород (траппов), залегающих в форме пластовых интрузий или даек.

Как уже отмечалось, среди нижнепермских отложений наибольшим развитием пользуются светлоокрашенные пески, состоящие из полевых шпатов, кварца и обломков различных пород. Среди тяжелых минералов в песках установлен следующий комплекс: гранат 10—15%, циркон 2—15%, турмалин 2—8%, апатит 3—10%, хлорит 2—5% и слюда 1—5%. Автор подчеркивает почти полное отсутствие среди тяжелых минералов роговой обманки, биотита и сидерита. Так же редки рудные минералы и рутил.

Вышележащие отложения морской верхней перми в литологическом отношении почти не отличаются от подстилающих осадков нижней перми. Среди преобладающих мелкозернистых кварцево-полевошпатовых песков имеются прослои песчаников, мергелистых известняков, глинистых сланцев, углей и конгломератов. В составе тяжелых минералов песчаников установлены эпидот, сфен, мусковит, хлорит и редко роговая обманка.

Отложения мезозойского возраста в районе среднего течения р. Попигай сложены песчано-глинистыми образованиями юры и мела. Слои юрского возраста лежат на размытой поверхности пермских образований и представлены, главным образом, песками и песчаниками с относительно редкими прослоями конгломератов. В песках среднего лейаса среди тяжелых минералов имеются: роговая обманка 25—30%, минералы группы эпидота 5—20%, титанит 5—15%, апатит 2—4%, циркон 1—2%, хлорит до 1% и некоторые другие.

Осадки средней юры (батский ярус) в нижней части разреза представляют неравномерное чередование тонкозернистых глинистых песков и темно-серых, порой коричневых песчанистых глин с прослойками известняков и известковых песчаников. В песках, благодаря обильно выветвевшему ярзиту, наблюдается своеобразная ярко-желтая пятнистая окраска. Выше по разрезу роль глинистых отложений возрастает до резкого преобладания темно-коричневых глин. К последним часто приурочены конкреции различного минералогического состава и стяжения пирита.

Отложения, относимые к нижнему мелу, имеют в районе среднего течения р. Попигай довольно широкое распространение. Среди них различают морские осадки валажин-готерива и континентальные образования готерив-альба. Морские осадки нижнего мела представлены песчаниками и глинистыми песками. В основании указанных отложений наблюдаются маломощные слои конгломерата. В песках среди тяжелых минералов наибольшим распространением пользуются: роговая обманка (22—39%), эпидот и цоизит до 25%, рудные (10—20%), пирит (5—15%), апатит (2—7%), циркон (2—4%).

Континентальные отложения нижнего мела сложены песками, глинами и песчаниками. В песках всегда присутствуют растительные остатки и отдельные кусочки бурого угля. По своему характеру описываемые пески относятся к типу аркозовых. В них среди тяжелых минералов преобладает роговая обманка (20—60%), эпидот (10—25%), гранат (4—16%), апатит (6—10%), титанит и титано-магнетит (4—9%), циркон (2—3%) и рутил (до 1%). Полностью отсутствуют такие минералы, как хлорит, сидерит, бесцветные слюды и пирит.

На правобережье среднего течения р. Попигай И. Е. Ширяева выделяет почти тот же комплекс отложений, что был описан выше, за исключением осадков верхнего лейаса, средней и верхней юры.

Среди пермских отложений он выделяет терригенные образования и породы траппового комплекса. В составе нижнепермских терригенных образований заметно преобладают пески. Подчиненное место занимают песчаники, глины, углито-глинистые сланцы и угли. В песках, среди тяжелых минералов, имеется следующий комплекс: гранат (10—40%), пирит (5—50%), циркон (6—10%), турмалин (2—15%), черные рудные (5—20%), дистен (0,5—7%), анатаз (2—8%), шпатель (2—10%), бурыс

окислы железа (2—10%), рутил (1—6%). Изредка встречаются хлорит, доломит и совершенно отсутствует апатит. Автор считает характерной чертой для пермских отложений ассоциацию цирконо-гранатовых минералов, причем нижнепермские пески отличаются от верхнепермских наличием анатаза. В последних он отсутствует или встречается редко.

Наиболее существенными литологическими и фациальными отличиями верхней перми на правобережье среднего течения р. Попигай от осадков нижней перми являются резкое уменьшение в разрезе слоев углей и увеличение глин и аргиллитов. По минералогическим компонентам осадки обоих отделов перми, судя по материалам И. Е. Ширяева, не отличаются друг от друга. Отложения мезозойского возраста минералогической характеристикой у И. Е. Ширяева не имеют.

В районе среднего течения р. Анабара (р. Уджа) В. Я. Кабаньков в 1950 г. установил наличие карбонатных толщ кембрия и терригенные образования триаса и юры. К пермским отложениям В. Я. Кабаньков относит континентальные угленосные образования, состоящие в основании разреза из аргиллитов с прослоями углито-глинистых сланцев. Выше по разрезу аргиллиты сменяются слоями песков и песчаников. Последние почти целиком (до 90%) состоят из кварца и незначительной примеси обломков глинистых пород. В составе тяжелой фракции встречаются сидерит 46,4%, гранат 25%, черные рудные минералы 7,7%, циркон 5,5%, апатит 2,8%, пирит 2,5%, роговая обманка 1,3%, турмалин 1,5% и пироксены 1,9%. Содержание эпидота, ставролита, дистена, титанита, рутила, шпателя и биотита не достигает 1%.

Самые верхние слои континентальных угленосных отложений В. Я. Кабаньков относит к нижнему триасу. Осадки триасового возраста представлены слоями песков, песчаников и глин. Как и в предыдущем случае, триасовые песчаники характеризуются высоким (до 90%) содержанием кварца и подчиненным полевым шпата (10—15%). Среди тяжелых минералов содержатся гранат 32,5%, черные рудные минералы 21,6%, пирит 8%, циркон, апатит и ставролит по 7%, пироксены 3,7%, сидерит 3,5%, турмалин 3%, роговая обманка и эпидот по 1,6%. В виде примесей (до 1%) встречаются дистен, титанит, рутил, шпатель.

Нижнеюрские отложения бассейна р. Уджи представлены в основном рыхлыми песчаниками, песками, глинами и характеризуются однообразием литологического состава. В основании нижнеюрских осадков залегают конгломераты, выше сменяемые плотными аргилитоподобными глинами. В верхних слоях нижней юры преобладают пески и песчаники. В последних заключены очень плотные линзообразные глинистые известняки с фауной пелещипод или шарообразные конкреции пирита. Легкая фракция песчаников на 90% состоит из кварца, обломков кварцитов и халцедона. В тяжелой фракции установлен следующий комплекс минералов: группа эпидота-цоизита 52,4%, рудные до 27,3%, роговая обманка и актинолит 9,6%, циркон 4%, апатит 2,8%, гранат 1,5%. В виде примесей (до 1%) встречаются моноклинные пироксены, ставролит, дистен, турмалин, титанит, рутил, шпатель и пирит.

Наконец, четвертичные осадки характеризуются преобладанием среди тяжелых минералов моноклильных пироксенов, черных рудных минералов и иногда граната, эпидота, циркона. В отдельных случаях содержание граната достигает 38%.

В бассейне верхнего и среднего течения р. Хатанги С. С. Степанов и выделяет вулканогенные образования пермотриаса, осадки нижнего и верхнего мела и четвертичные отложения. По его данным, в основании нижнего мела наблюдается переслаивание песчанистых глин и темных аркозовых песков. В составе этих слоев имеются линзы аркозовых и туфогенных песчаников. Выше по разрезу наблюдаются аркозовые пески с линзами и прослоями угля, глины и аркозовые песчаники. Среднее содержание минералов тяжелой фракции в песках мелового возраста следующее: рудные минералы 43,6%, гранат 19%, эпидот 13,5%, цир-

кон 4,6%, титанит 3,4%, цоизит 3,2%, авгит 1,9%, рутил 1,8%, дистен 1,2%, роговая обманка 1,2%, турмалин 0,8%. Изредка и в небольших количествах встречаются тремолит, бурая роговая обманка, ставролин, карбонаты, монацит, пироксен, апатит, шпинель и другие. Автор указывает на различное содержание граната и эпидота в нижних и верхних слоях меловых отложений. Так, в песках, залегающих в основании нижнего мела, содержание граната и эпидота равно 3%, тогда как в верхних слоях содержание граната возрастает до 10—32%, а эпидота — до 9—21%. Верхние слои выделяет под названием эпидото-гранатового горизонта.

В смежном районе, в низовьях р. Котуй (бассейн правобережных притоков рр. Огу-Турара и Каяк), Р. Ф. Гуголь и Н. Н. Цесарцева выделяют карбонатную толщу нижнего силура, терригенные осадки перми и мела. К нижней перми авторы условно относят пачки песчанников с частыми прослоями песчано-глинистых сланцев. К верхней пермским образованиям они относят продуктивную (угленосную) толщу, состоящую в верхней части из песчано-глинистых сланцев с прослоями туфогенных песчанников и светлых известковистых песчанников. В нижних слоях глинистых и песчано-глинистых сланцев имеются пласты каменного угля рабочей мощности. В песчанниках среди тяжелых минералов авторы указывают на турмалин, биотит, мусковит, гранат, карбонаты, пироксены, эпидот, цоизит и рудные минералы.

К валанжину авторы относят пески и песчанники, в которых среди тяжелых минералов они указывают на роговую обманку, хлорит, эпидот, пироксены, слюды и рудные минералы. Вышеележащая так называемая угленосная толща нижнего мела представлена светлыми песками с линзами песчанника, включениями песчаных глин, желваков сидерита и прослойками угля. В основании толщи имеются линзы и прослои черных углистых сланцев. Состав тяжелой фракции песков следующий: рудные минералы 0—58%, гранат 0—17%, роговая обманка до 6%. В подчиненных количествах (0,25—2%) имеются циркон, рутил, сфен, карбонаты, эпидот, цоизит, гнацит, глаукоцит, гиперстен, слюды и актинолит.

В четвертичных осадках среди тяжелых минералов преобладают рудные, пироксены, роговая обманка, иногда гранат. Остальные довольно многочисленные и обычные минералы тяжелой фракции присутствуют в подчиненных количествах.

Заслуживают упоминания краткие сведения о коррелятивных осадочных толщах в бассейне р. Суолимы — левого притока р. Анабар (нижнее течение), приведенные в сводной работе Л. Т. Семенова и др. Авторы выделяют в районе отложения средней и верхней юры, морской и континентальной южной мел, третичные и четвертичные осадки. По данным петрографической лаборатории Нордвикской экспедиции, в составе тяжелой фракции песков нижнего и среднего валанжина содержание роговой обманки колеблется от 15 до 60%, эпидота 10—20%, апатита до 14%, титанита 3—9%, граната 3—4%, хлорита 4%. Черные рудные минералы присутствуют в значительных количествах (до 30%), бурый железняк — до 5%.

В песках и песчанниках верхнего валанжина установлены: эпидот 20—30%, роговая обманка 2—25%, черные рудные минералы 25%, апатит 9—15%, титанит 6—7%, гранат 2%, циркон 1—2% и бурый железняк 1—3%. По данным К. С. Васильевой, континентальные отложения нижнего мела Сындаско-Полыгайского района делятся по минеральному составу тяжелой фракции на два горизонта: нижний, биотито-роговообманковый, содержащий роговую обманку до 55% и биотит до 80%, и верхний «горизонт разнообразных минералов». Для последнего горизонта характерно полное отсутствие роговой обманки. Пески сангасалинского горизонта континентального нижнего мела имеют, по данным авторов, в составе тяжелых минералов повышенное содержание граната (5—30%) и роговой обманки (10—40%), что послужило основанием для

выделения песков в гранато-роговообманковый горизонт, включающий часть песчано-глинистых слоев вышеележащей раскохнинской свиты. В верхних песчаных слоях раскохнинской свиты наблюдается повышенное содержание пироксенов и граната.

Отложения третичного возраста авторы выделяют условно. В тяжелой фракции песков этого возраста содержится в большом количестве кальцит и доломит (33—60%), черные рудные (10—15%), пироксены (4—12%), эпидот (5—6%), гранат (2—10%), роговая обманка (3—5%), титанит (4—5%), апатит и циркон (до 1%). В моренных отложениях древнего оледенения четвертичного возраста встречаются пироксены (28%), эпидот (10%), гранат (10%), доломит и кальцит (8%) Имеются циркон и другие минералы.

Несколько южнее описанного района, в бассейне рр. Харабыл Маян и Анабырка (левые притоки нижнего течения р. Анабара), Л. Т. Семенов выделяет палеозойские, мезозойские и кайнозойские отложения. В песках верхних слоев нижнепермских пород он указывает на следующий комплекс тяжелых минералов: гранат 30—40%, циркон 5—26%, черные рудные 4—23%, турмалин и апатит до 5%, дистен, ставролит, андалузит до 2%, рутил 1—3%, титанит и его окислы 2—3%, красная шпинель до 2%, пирит 4—7% и доломит до 40%. В небольших количествах присутствуют апатит, пироксены, эпидот и цоизит. Алевриты и глины того же возраста имеют почти такой же состав тяжелой фракции, как и пески, но отличаются от последних несколько меньшим содержанием граната (до 10%), повышенным количеством апатита (10—40%) и анатаза (4,8—11,5%). Автор отмечает, что приведенные выше комплексы нижнепермских отложений резко отличаются от состава тяжелых минералов как более древних кембрийских пород, так и более молодых мезозойских и четвертичных отложений, развитых в нижнем течении р. Анабара. Однако автор не указывает, в чем же заключается резкое различие состава тяжелых минералов. Верхнепермские отложения песков с прослоями алевритов, глин и известковистых песчанников по составу тяжелых минералов не отличаются от согласно подстилающих нижнепермских осадков. В песках верхней перми содержится обуглившийся растительный детрит и конкреции сидерита. В алевритах и глинах имеются прослой (мощностью до 15 см) лигнитового угля.

Вышеележащая туфогенно-лавова свита, относимая Л. Т. Семеновом к верхней перми, представлена различными туфами, туффитами, туфогенными песчанниками и лавами. В составе тяжелых минералов песчанников автор указывает на пироксены, мусковит, биотит, рудные минералы и глауколит (до 5%). Среди туфов и туфогенных песчанников наблюдаются прослой и линзы глин и полимиктовых песков. Состав тяжелых минералов песков более разнообразен, чем у песчанников. Главными компонентами тяжелой фракции песков оказались пироксены 20—52% и черные рудные минералы 1,3—13%. В подчиненном количестве имеются циркон 0—5%, роговая обманка 0—5%, эпидот и цоизит до 2%, бурые окислы железа 0—14% и пирит до 4%. В незначительных количествах присутствуют рутил, хлорит и красная шпинель.

В составе мезозойских отложений Л. Т. Семенов выделяет юрские и меловые осадки. Среди нижнеюрских отложений он установил наличие двух ярусов — среднего и верхнего делюва. В основании среднего лейаса залегают прослой рыхлого конгломерата мощностью от 0,2 до 0,5 м. Выше залегают алевриты с прослоями мощностью 2—15 см мелкозернистого песка, коричневой глины, известняков и конгломератов. Вверх по разрезу алевриты постепенно сменяются песчанниками, слагающими верхние горизонты среднего лейаса. В составе тяжелых минералов песчанников установлены эпидот и цоизит 20—65%, роговая обманка до 22%, черные рудные минералы и бурые окислы железа 2—60%, титанит 1—10%, гранат и циркон 1—5%, апатит от 0 до 6%.

пирит до 5%, но изредка и до 20%. В качестве единичных зерен отмечаются рутил, пироксены, биотит, мусковит и красная шпинель.

Общий характер как тяжелой, так и легкой фракций песчанников резко отличен от минеральных ассоциаций пермских и четвертичных отложений, но имеет значительное сходство с отложениями нижнего мела. В пермских отложениях почти вовсе отсутствуют эпидот, цонзит и роговые обманки и, наоборот, в больших количествах присутствуют гранат и циркон.

Отложения верхнего лейаса согласно лежат на осадках среднего лейаса. Перерыва или изменения литологии пород на границе указанных ярусов не наблюдается.

Отложения среднеюрского возраста представлены пачкой песчано-глинистых пород. В основании разреза средней юры лежат песчаные отложения, переслаивающиеся с глинами и алевролитами. Вверх по разрезу роль глины и алевролитов возрастает до полного преобладания над песчанниками, исчезающими в верхней части яруса. В песчанниках отмечаются включения и конкреции ярозита, а также обуглившаяся и минерализованная древесина. Состав тяжелой фракции песчанников аналогичен составу тяжелых фракций юрских песчанников.

Верхнеюрские отложения в описываемом районе имеют весьма ограниченное распространение и представлены глинистыми полимиктовыми песчанниками, глинами, песками и алевролитами. Состав тяжелых минералов песчанников таков: черные руды и минералы 60%, эпидот и цонзит 11%, гранат до 8%, роговая обманка 7%, титанит 5%, апатит 3%, циркон и пироксены по 2%, рутил в единичных зернах. По сравнению с нижележащими отложениями юры в данном случае наблюдается снижение содержания эпидота и увеличение граната, пироксена и черных рудных минералов. В песках, глинах и алевролитах наблюдаются включения ярозита и пирита.

Меловые отложения представлены в районе только валанжинном, состоящим из песчанников, песков с прослоями алевролитов, глины и лигнитовых углей. В песках установлены следующие тяжелые минералы: граната 20—24%, эпидота и цонзита 10—11%, циркона 2—4%, титанина 2—5%, апатита 4%, роговой обманки 2—5%, биотита 2—3%, турмалина 0—0,7%, пироксена 0,7—1,5%. Железосодержащие минералы представлены черными рудными 23—34%, сидеритом 14—32% и пиритом 1,5—3%. Четвертичные отложения и, в частности, аллювиальные осадки: характеризуются высоким содержанием пироксенов, роговой обманки и эпидота. Из других тяжелых минералов в четвертичных осадках всегда встречаются гранат, титанит, циркон, черные рудные минералы (от 3 до 32%). В незначительных количествах наблюдаются пирит, рутил, биотит, мусковит и красная шпинель.

К. С. Васильева, обобщившая обширный фактический материал по Нордвигу, пришла к следующим выводам: среди пермских отложений и в составе подъяльинской свиты можно выделить цирконо-апатитовый и цирконо-гранатовый горизонты. В составе ильинской свиты она не выделяет минералогических горизонтов, но отмечает несколько пониженное содержание, по сравнению с подъяльинской свитой, граната и циркона; среди остальных тяжелых минералов преобладает турмалин. В мисайлянской свите К. С. Васильева отмечает повышенное содержание черных рудных минералов. Наконец, в последнем члене разреза пермских отложений — аффузивно-гудовой свите — появляются пироксены.

В триасовых отложениях гранат и циркон почти отсутствуют, преобладают черные руды, хлорит, биотит. В юрских отложениях продолжают господствовать черные рудные минералы. В слоях морского лейаса, по сравнению с отложениями триаса, содержание граната и циркона несколько повышено. По-прежнему среди тяжелых минералов господствуют черные руды.

Говоря о мезозойских отложениях, следует заметить, что необходимы

дополнительные исследования новых коррелятивов, которые следует искать в коллоидной фракции. Имеющийся материал по коррелятивам района Нордвика хотя и обширен, но еще не дает достаточно хороших критериев для расчленения и корреляции осадков. Ранее неоднократно отмечалось исключительно высокое содержание в составе тяжелых минералов мезозойских осадков Нордвика так называемых черных рудных минералов. Нам кажется, что эта группа минералов при любых условиях не может быть коррелятивной, ибо всегда трудно решить, является ли тот или другой минерал из группы рудных сингенетичным образованием или же он привнесен в породу в результате вулканической деятельности

РАЙОН НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ РЕКИ ОЛЕНЕК

Описываемый район расположен в бассейне нижнего течения р. Оленек, где терригенные образования мезозоя и отчасти верхнего палеозоя пользуются широким распространением. Для пород, развитых в районе нижнего течения р. Оленек, А. И. Гусев дает следующую стратиграфическую схему: кембрийские, пермо-триасовые (условно) континентальные, юрские и меловые отложения.

Наиболее древние кембрийские отложения, развитые к югу от устья р. Пур, представлены мощными карбонатными осадками, содержащими в подчиненном количестве горизонты терригенных отложений. Вследствие такого литологического характера описание минералогических коррелятивов не дается. Непосредственно выше кембрия залегают толща незначительной мощности (около 150 м) пермо-триасовых континентальных отложений, названных А. И. Гусевым пурской толщей. Она представлена аркозовыми песками и песчанниками. По характеру цемента в пурской толще выделяется две части: для пород нижней части характерен кремнисто-битумный цемент, для верхней — известковистый.

М. К. Каленко, изучавший литологию мезозойских пород низовьев р. Оленек, дает следующий состав тяжелых минералов верхней части пурской толщи, представленной среднеризистыми песчанниками: граната 33,7%, циркона 12%, апатита 6%, турмалина 5,8%, пирита 20%. Остальные тяжелые минералы, как-то: пироксены, эпидот, титанит, рутил, ставролит встречаются в незначительных количествах. Верхняя часть пурской толщи сложена известковистыми песчанниками и характеризуется наличием следующих главных тяжелых минералов: граната 32%, циркона 12%, апатита 7% и турмалина 4%. Как видно из приведенных цифр, минералогический состав коррелятивов обеих частей пурской толщи совершенно одинаков, и поэтому выделение их по тяжелым минералам невозможно.

Помимо континентальных отложений, в нижнем течении р. Оленек обнаружены морские фаунистически охарактеризованные осадки пермо-триаса, состоящие из слабо известковистых среднеризистых аркозовых песчанников и алевролитов. В них обнаружены следующие тяжелые минералы: биотит (35%), магнетит (15%), циркон (7,6%), гранат (2%), турмалин (1,8%). Несмотря на господство среди тяжелых минералов в морских осадках пермо-триаса биотита и магнетита, трудно судить о том, насколько значительна коррелятивная роль указанных минералов. Если в дальнейшем, при изучении более широких площадей пермо-триаса, подтвердится преобладание среди тяжелых минералов именно биотита, то он станет наиболее надежным критерием для корреляции.

В составе юрских отложений также выделяются две части. Нижняя представлена песчанниками и алевролитами, тогда как в составе верхней входят алевролитовые песчанники, битуминозные сланцы и алевролиты. Состав тяжелых минералов нижней части можно охарактеризовать следующим образом: пирита 23%, турмалина 4%, магнетита 4%, циркона 3%, граната 2,7%. В осадках верхней части разреза обнаружены: гранат 11,5%, циркон, апатит 11,5%, эпидот 4%. Значительным

нием пользуется хлорит, среднее содержание которого равно 19%, но, вследствие его вторичного происхождения, едва ли он будет хорошим коррелятивом.

Из приведенных цифр можно сделать заключение о значительном расхождении состава тяжелых минералов в породах обеих частей. Однако сейчас трудно оценить эти различия, ибо они могут быть вызваны, например, локальной вулканической деятельностью. Так, импрегнация осадочных толщ пиритом и магнетитом в результате внедрения в них траппов, безусловно сильно изменит процентные соотношения всех остальных сингенетических минералов. С нашей точки зрения, все вторичные минералы, как то: пирит; хлорит и частью магнетит не могут быть коррелятивами.

Меловые отложения в низовьях р. Оленек, как известно, подверглись дробному расчленению. В районе известны морские и континентальные отложения. Среди континентальных отложений выделены ленская и оленекская толща. Последняя, в свою очередь, разделена на ряд свит.

Осадки морского нижнего мела в низовьях р. Оленек представлены преимущественно крупнозернистыми аркозовыми песчаниками. В верхах разреза появляются глинистые осадки, но лишь в подчиненном количестве. В тяжелой фракции нижнемеловых осадков обнаружены биотит 17,5%, гранат 8%, циркон 7,7%, апатит 5,5%, титанит 4,5% и эпидот 3%. Остальные тяжелые минералы — рutil, турмалин и др. — встречаются в малых количествах.

На слабо размытую поверхность морского мела в низовьях р. Оленек налегают континентальные угленосные осадки, представленные, главным образом, среднезернистыми аркозовыми песчаниками (ленская толща). В составе тяжелой фракции эпидота 24%, граната 20%, апатита 11%, циркона 5% и титанита 3%. В незначительных количествах имеются рutil, турмалин и др. В отдельных случаях концентрация некоторых компонентов весьма велика. Зафиксированы случаи, когда содержание роговой обманки достигало 60%, апатита 60%, циркона 23%.

Песчаники оленекской толщи имеют в составе песчано-алевритовой фракции граната 33%, эпидота 13%, циркона 5% и титанита 3%.

Летом 1949 г. В. М. Муравленко произвела геологические исследования в бассейне среднего течения р. Пур (между речью Оленек-Анабар). В исследованном районе на поверхность выходят карбонатные осадки среднего и предположительно верхнего кембрия, континентальные отложения верхней перми, фаунистически охарактеризованные осадки триаса и нижней юры.

В составе верхнепермских отложений В. М. Муравленко выделяет песчаники, глины и песчано-алевритовые сланцы. Среди тяжелых минералов автор указывает на черные рудные минералы, пирит, циркон, турмалин, биотит, роговую обманку. В целом для пермских пород отмечается особенно высокое содержание граната, наличие которого составляет от 12 до 65% тяжелой фракции. Автор считает, что высоким содержанием граната пермские породы резко отличаются от вышележащих пород мезозоя, в которых концентрация его не превышает 5,9%. В пермских глинах среди рудных минералов преобладают черные рудные минералы и бурые гидрокислы железа (48,4%), а также гранат (23,7%). В подчиненных количествах имеются циркон 5,2%, пирит 3,6% и рutil 2,7%.

Среди триасовых отложений В. М. Муравленко выделила нижний триас (оленекские слои) и нерасчлененные осадки среднего и верхнего триаса. По ее данным, на нижнетриасовых глинах, в которых тяжелые минералы не обнаружены, залегает толща переслаивающихся глин, алевритов и песчаников. В глинистых алевритовых установках большое количество рудных минералов (64%), циркон, турмалин, пирит, анатаз и гранат (1,9%). В глинистой толще встречаются конкреции глинистого сидерита величиной с грецкий орех. Содержание мелких конкре-

ций сидерита с охристо-желтыми глинистыми прослойками, по мнению В. М. Муравленко, очень характерно для среднего и верхнего триаса и может служить для целей корреляции.

Наиболее молодыми мезозойскими отложениями в бассейне среднего течения р. Пур являются фаунистически охарактеризованные осадки нижней юры. В основании юрских отложений залегает маломощный слой конгломератов, переходящий выше вначале в глинистые алевриты, а затем в толщу глин. Последняя содержит большое количество прерывистых прослоев и конкреций мергелей, глинистых сидеритов, песчаников, алевритов и алевритов. По минералогическому составу юрские глины не отличаются от глин триаса.

В смежном районе, к юго-западу от предыдущего, в среднем течении р. Пур В. М. Муравленко в 1950 г. установила наличие карбонатных толщ среднего кембрия и терригенные осадки верхней перми, триаса, нижней юры и четвертичных отложений. Интересующие нас терригенные образования верхней перми представлены в районе однообразной толщей песчаников и алевритов. Среди тяжелых минеральных осадков автор указывает на следующий комплекс: рудные непрозрачные 40%, гранат 32%, нерудные непрозрачные 7%, турмалин 4%, ставролит 4%, эпидот 3%, сфен, циркон, мусковит по 2%. Такие минералы, как дистен, рutil, биотит, авгит, роговая обманка и некоторые другие, встречаются в незначительных количествах. Следует отметить отсутствие апатита, что, вероятно, объясняется растворением его в соляной кислоте во время обработки исследуемой фракции. В отдельных случаях встречаются дистен (до 5%) и пирит (до 28%).

Осадки мезозойского возраста в описываемом районе пользуются незначительным развитием и встречены только на левобережье р. Пур. В основании нижнего триаса В. М. Муравленко выделяет песчаники и глинистые алевриты, переходящие выше по разрезу в темно-серые глины с редкими прослоями известняков, мергелей и глинистых сидеритов. На осадках нижнего триаса залегают отложения среднего отдела, представленные в среднем течении р. Пур рыхлыми песчаниками с прослоями сидеритоподобного алевритов. Выше по разрезу песчаники сменяются толщей туфовых песков и рыхлых песчаников. В тяжелой фракции алевритов имеется до 91% черных рудных минералов. Содержание прозрачных минералов незначительно: граната до 2%, циркона до 5,4%, эпидота, сфена, турмалина и некоторых других не более 1%.

Нижнеюрские осадки среднего течения р. Пур минералогической характеристики у В. М. Муравленко не получили. Осадки надпойменных террас четвертичного возраста представлены, главным образом, древне-аллювиальными песками, алевритистыми глинами, глинистыми песками, ископаемым льдом, торфом и озерно-болотными породами. Среди четвертичных осадков преобладают пески. Минералогический состав тяжелой фракции их довольно необычен. В. М. Муравленко приводит следующий комплекс тяжелых минералов: рудные 20—64%, гранат 11—55%, эпидот 13—17%, циркон 3—5%, сфен 1,5—2,5%, турмалин до 0,5%. В виде примесей встречаются рutil, дистен, роговая обманка, апатит.

В тяжелой фракции светло-окрашенных песков автор отмечает повышенное содержание граната (до 87%), но не склонен считать его коррелятивом. Аналогичная ассоциация тяжелых минералов наблюдается в современных аллювиальных песках, содержащих граната до 81% и эпидота до 21%.

Из приведенных материалов можно видеть, что изученность минералогических коррелятивов осадочных толщ р. Оленек менее удовлетворительна, чем, например, для района Нордкин и Усть-Енисейского порта. Тем не менее единственный в этом роде труд М. К. Калинин дает отчетливое представление о состоянии вопроса. Выше были приведены в сжатом виде результаты 90 минералогических анализов песчано-алеври-

товой фракции терригенных образований района нижнего течения р. Оленек. Однако трудно делать какие-либо стратиграфические построения на основании минералогических анализов тяжелой фракции. В дальнейшем следует искать дополнительные критерии для расчленения и корреляции осадочных толщ р. Оленек в составе пелитовых и коллоидных фракций. Комплексное изучение вещественного состава терригенных образований, несомненно, послужит фундаментом для более уверенных выводов.

Заключение

Как было показано, изученность минералогических коррелятивов осадочных толщ Лено-Енисейской области для различных районов неодинакова. Если для районов Усть-Енисейского порта и Нордвика количество коррелятивных минералов (тяжелой фракции) исчисляется тысячами, то для района низовьев р. Оленек оно едва достигает сотни. По остальным районам количество этих анализов выражается десятками и даже единицами. Указанный крупный пробел в изученности минералогических коррелятивов создает большие трудности при сопоставлении толщ, свит и горизонтов отдельных районов. К тому же можно с уверенностью сказать, что во многих случаях методика отбора проб для минералогических анализов не была единой. Все единичные анализы (районы Таймырского озера и Восточного Таймыра) были случайными и это не позволяет сделать какие-либо общие выводы. Даже если мы обратимся к районам с большим количеством буровых скважин (Усть-Енисейский порт, Нордвик), то оказывается, что и там методика взятия образца от керна была непродуманной. Как известно, при бурении глубоких скважин в осадочных толщах вынос керна весьма незначителен, а уже это одно создает условия для случайности. Небольшие части керна, поднимаемые при бурении, не могут характеризовать разбуриваемую толщу в целом, точно так же, как отдельные образцы не могут характеризовать весь интервал.

По аналогии с методикой опробования твердых полезных ископаемых, в процессе которого проба берется методом борозды или задркой, при минералогическом изучении кернов или же разрезов на поверхности необходима примерно такая же методика, обеспечивающая взятие так называемой средней пробы. Разделка пробы (т. е. сокращение) также должна соответствовать общим принципам взятия средних проб. Все эти элементарные истины, хорошо известные при опробовании твердых полезных ископаемых, совершенно упускаются при взятии проб для минералогического анализа. Это обстоятельство приводит, по нашему мнению, к значительным затруднениям при определении состава коррелятивов изучаемых толщ, свит и горизонтов.

Из изложенных выше материалов усматривается однообразие состава тяжелых минералов (потенциальных коррелятивов) в осадках не только смежных горизонтов, но и различных отделов и фаций. Для иллюстрации сказанного приведена сводная таблица коррелятивов осадочных толщ палеозоя и мезозоя Лено-Енисейской области (табл. 1).

Как видно из табл. 1, повторяемость ассоциаций тяжелых минералов в разновозрастных осадках Лено-Енисейской области довольно значительна, что создает непреодолимые трудности при корреляции осадочных образований. Совокупность нескольких минералов — эпидота, биотита и других встречается очень часто, и это в значительной степени обесценивает их коррелирующее значение. Характер и состав преобладающих минералов тяжелой фракции осадков очень часто затеняется наличием в ней эпигенетических минералов, таких, как магнетит, ильменит, пирит. Из работ К. С. Васильевой известно, что в районе Нордвика все отложения мезозоя характеризуются резким преобладанием среди тяжелых минералов так называемых черных рудных. В некоторых случаях изучаемая тяжелая фракция представлена почти одним пиритом.

Таблица 1

Сводная таблица минералогических коррелятивов осадочных толщ палеозоя и мезозоя Лено-Енисейской области

Район Возраст	Усть-Енисейский Порт	Таймырское озеро	Восточный Таймыр	Нордвик	р. Оленек
Пермь	гранат, циркон	—	апатит, биотит, гранат, турмалин	гранат, циркон, апатит?	—
Триас	роговая обманка, глаукоцит, пирит	—	роговая обманка, гранат	магнетит, гранат, турмалин?	гранат, биотит, циркон, апатит
Юра	биотит, апатит, силерит, пирит	турмалин, эпидот	биотит, гранат	рудные, биотит, турмалин?	гранат, циркон, пирит, апатит
Нижний мел	эпидот, апатит, биотит, роговая обманка пирит	гранат, эпидот, циркон, сфен	гранат, роговая обманка, слезы, сфен	роговая обманка эпидот, циркон	биотит, гранат, эпидот, циркон, апатит
Верхний мел	роговая обманка, рутил, дист. и силерит	эпидот, гранат, циркон	—	эпидот, гранат, пироксен?	—
Четвертичный период	пироксены, амфиболы	—	—	—	—

Выше уже отмечалось, что коррелирующее значение рудных минералов крайне сомнительно, ибо они могут быть принесены в породы значительно позже образования последних в результате вулканической или гидротермальной деятельности. Известно, что флюиды магматических очагов проникают по трещинам вмещающих пород и там кристаллизуются в новые минералы. Обнаружив, допустим, в юрских осадках Нордвика значительное количество магнетита, появившегося в них в результате последних стадий траппового вулканизма, и приняв его за основной коррелятив, мы неизбежно впадем в ошибку, не найдя магнетита среди тяжелых минералов юрских отложений района Усть-Енисейского порта, где трапповый вулканизм, допустим, не проявился.

То же самое можно сказать и о пирите. Последний, как известно, может отлагаться в качестве аутигенного минерала в обстановке сероводородного брожения в локальных участках моря и в этом случае может быть прекрасным коррелятивом и индикатором физико-химических условий осадкообразования на данном участке моря. Однако участки с сероводородным брожением в современных морях встречается крайне редко. Конечно, было бы неверно современные условия осадкообразования отождествлять с подобными же процессами в прошлом, но есть основания полагать, что и раньше сероводородное брожение в морях было явление исключительным, а между тем в ископаемых осадках имеют широкое распространение мелкие кристаллики пирита. В этом случае, надо полагать, пиритомальная деятельность обусловлена магматической или гидротермальной деятельностью и поэтому пирит не может

быть коррелятивом, ибо широтные эманации проникают по трещинам самых различных и разновозрастных пород.

Укажем также, что такие минералы, как пирит и магнетит, не могут быть коррелятивами даже для сингенетичных отложений. Концентрация и размер зерен рудных минералов зависят от места их захоронения. Так, в прибрежных песках водоема количество и величина зерен магнетита будут значительно выше, чем, например, в осадках открытого моря. Такие минералы, как пирит, вследствие высокой способности к окислению совершенно не сохраняются в зоне гипергенеза, и поэтому он не может быть в осадках терригенным минералом, что объясняет отсутствие его в современных морских отложениях. Наличие пирита в ископаемых осадках в редких случаях обусловлено сингенетичным выпадением его из морских растворов в сероводородных зонах.

В свете всего сказанного относительно коррелятивной роли рудных минералов невольно напрашивается вывод, что высокие концентрации их в тяжелой фракции (например, в мезозойских осадках Нордвика) являются вредным примесью, затуманивающей истинную картину минерального состава изучаемых пород. Из этого вытекает, что при минералогических анализах тяжелой фракции все вредные примеси, в том случае, когда они создают высокие концентрации, необходимо удалять или производить расчет процентного содержания только на прозрачные минералы.

Небезинтересно обратить внимание на одно обстоятельство, которое можно встретить в некоторых работах. Отдельные авторы придают коррелирующее значение проценту выхода тяжелой фракции. С нашей точки зрения, это является заблуждением, ибо при современной технике выделения тяжелой фракции при помощи воронок полнота выделения тяжелых минералов зависит от многих причин. Если процент выхода тяжелой фракции является величиной переменной и зависящей от условий выделения тяжелых минералов, а не от их содержания, то и выводы, сделанные по этим данным, крайне сомнительны. Уж если опираться для каких-либо построений на выход тяжелой фракции, то нужно добиваться полноты ее выделения при помощи центрифугирования.

Не менее важным упущением в практике проведения минералогических анализов следует считать применение солянокислой обработки тяжелой фракции перед анализом с целью удаления карбонатов. При кипячении исследуемой фракции в соляной кислоте, кроме карбонатов, легко растворяется и апатит. Между тем истинное содержание последнего может служить коррелятивом, например, для пермских отложений Лено-Енисейской области. Уничтожая кислотой апатит, мы невольно вносим искажение в количественные соотношения всех остальных компонентов тяжелой фракции изучаемой породы и тем самым затрудняем их корреляцию.

Подводя итоги всему сказанному, можно сделать следующие выводы.

1. Степень изученности коррелятивов терригенных толщ Лено-Енисейской области крайне недостаточна и неравномерна. Поиски возможных коррелятивов велись до последнего времени только в пределах песчано-алевритовых фракций и недостаточно разработанными методами. Существенные погрешности допускались как при лабораторных исследованиях, так и при взятии образцов в поле или в кернохранилище. В результате этого в настоящее время еще невозможно производить корреляцию терригенных отложений по минералогическому составу тяжелой фракции в том случае, когда в изучаемом пласте, свите, толще нет или очень мало органических остатков. В то же время минералогический метод корреляции осадочных образований у геологов-нефтяников получает с каждым годом все больше признания как метод корреляции «немых» толщ.

2. Существенным недостатком в деле изучения коррелятивов осадочных толщ следует считать отсутствие каких-либо попыток исследовать

пелитовые фракции с размером частиц от 0,01 до 0,001 мм. Мало сделано в области изучения коллоидных фракций, а между тем именно здесь следует искать наиболее тонкие и верные различия для терригенных образований. В частности, опираясь на состав рассеянных минералов, емкость поглощения и другие данные, можно однозначно решать вопросы о фациальной принадлежности осадочной породы и тем самым получить дополнительный элемент для корреляции. Очень мало сделано по изучению конгломератов, гипсоносных и соленосных отложений, карбонатных и других осадков. Минералогическое изучение нерастворимого остатка известняков и доломитов может дать очень интересные материалы как по корреляции карбонатных толщ, так и по их геохимии.

3. В дальнейшем надлежит приступить к систематическому накоплению фактического материала по коррелятивам осадочных образований Лено-Енисейской области, но предварительно необходимо разработать рациональную методику отбора проб, отвечающую требованиям средних проб (взятие проб бороздой или задиркой по разрезу и керну; сокращение проб на специальных делительных приборах). Поиски коррелятивов должны быть направлены во все гранулометрические фракции, причем параллельно с минералогическим анализом следует применять методы химического и люминесцентного анализа. Методика минералогического анализа должна по своей точности соответствовать методике отбора проб. В частности, суждение о содержании отдельных минеральных компонентов опирается, как известно, на подсчет зерен без учета их объема. Поэтому в дальнейшем необходимо перейти к методу гравитационного минералогического анализа, дающего возможность, помимо весьма значительного сокращения времени на его производство, выражать концентрацию компонентов в весовых процентах. При наличии большого количества гранулометрических и минералогических анализов (Усть-Енисейский порт, Нордвик) желательно применить методы вариационной статистики.

П. С. ВОРОНОВ

О ВОЗМОЖНОСТИ НАХОЖДЕНИЯ ДЕВОНСКИХ КАЛИЙНЫХ И БОРНЫХ СОЛЕЙ В РАЙОНЕ ХАТАНГСКОГО ЗАЛИВА

В 1940—1941 гг. при петрографических исследованиях соленосных отложений купола Кожевникова М. Ф. Лобанов обнаружил в кепроке и в теле самого соляного штока присутствие редкого борсодержащего минерала — борацита [6].

К сожалению, тогда этой находке не было придано должного внимания (главным образом, из-за недостаточной разработанности ряда вопросов геохимии бора в литературе того времени). Между тем, как будет видно из дальнейшего, сделанное открытие может оказать серьезное влияние на развитие наших взглядов на условия осадконакопления в нижнем палеозое данного района Советской Арктики, а также на возможность нахождения здесь скоплений не только борсодержащих, но и калийных солей.

Обратимся прежде всего к краткой геологической характеристике района, где была сделана интересующая нас находка.

Купол Кожевникова является типичной соляно-купольной структурой, расположенной на своде Ильино-Ледовского антиклинального поднятия, которое ориентировано кулисообразно относительно шарнира Тигяно-Анабарской антиклинали — крупной линейной складки, простирающейся в широтном направлении между устьем р. Тигян (бухта Кожевникова) и устьем р. Анабар (рис. 1). Указанное антиклинальное поднятие начинается у купола Ледовка, который в общих чертах аналогичен куполу Кожевникова и является диапировым соляным штоком, слабо выраженным в рельефе.

Кроме этих двух солянокупольных структур, в ближайшем соседстве с ними к северу очевидно расположен еще один соляной купол — Усть-Тигянский, находящийся в месте довольно крутого погружения шарнира Тигяно-Анабарской антиклинали.

В общем виде купол Кожевникова представляет собой типичный «прорванный» соляной купол с пластичным ядром, выходящим на поверхность и представляющим собой невысокий округлый холм с пологими склонами. Кепрок купола сложен известняками и гипсами и имеет мощность около 250 м. Ниже находится тело штока каменной соли.

Как правило, слои всех пород кепрока и самого тела штока сильно перематы, вплоть до сплошности, и нарушены многочисленными разрывами.

Выход пластичного ядра в плане имеет форму вытянутого эллипса с длинной осью равной 3,1 км и короткой составляющей 2,55 км. На глубине тело штока имеет грибообразную форму, вследствие чего диаметр его ядра, по-видимому, сокращается до 2,5 км. Общая протяженность (высота) соляного штока, судя по геофизическим данным, превышает 3 км. Бурением установлено, что шток прорывает следующие отложения: четвертичные мощностью 5—10 м, нижнемеловые угленосные — 300 м,

нижнемеловые морские — 180 м, юрские, преимущественно морские, — 610 м, триасовые (вместе с чайдахской свитой) морские и континентальные — 460 м, пермо-триасовые эффузивно-туфовые — 84 м, верхнепермские морские, лагунные и континентальные — 385 м и нижнепермские континентальные и морские — свыше 485 м. Мощность нижнепермских отложений, по-видимому, значительно больше, но она осталась неопределенной бурением в этом районе. Кроме купола Кожевникова, в районе можно предполагать (по аналогии с более северными районами) наличие нижнекаменноугольных морских и девонских морских и лагунных (соленосных) отложений. Если проследить эту аналогию в отношении упомянутых отделов и систем со смежными районами, то для нижней упомянутой системы в районе купола Кожевникова можно ожидать мощность перми района карбона 500—600 м, для надсоленосных морских девонских отложений 500—600 м. Что же касается мощности соленосной толщи, то о ней подробнее будет сказано ниже.

Таким образом, общая мощность толщи осадочных пород, залегающих над соленосной толщей девона, в районе купола Кожевникова может составлять приблизительно 4000—4400 м.

Следует также упомянуть, что, по мнению В. И. Лаппо, отложение девонских гидротермических осадков в районе Кожевникова началось, вероятно, в жединскую и закончилось в живетскую эпоху девонского периода.

По данным М. Ф. Лобанова, основная масса кепрока купола Кожевникова сложена гипсом с прослоями и включениями ангидрита и известняков. Мощность этих прослоев достигает нескольких метров.

Кроме указанных пород, с гипсом кепрока в качестве минералогических примесей ассоциируются доломит, кальцит, гематит, глаукоцит, борацит, биотит, хлорит, барит и целестин¹. Необходимо отметить, что последние четыре минерала встречаются только у подошвы кепрока на глубине 120—250 м. Что же касается борацита, то М. Ф. Лобанов указывает, что тетраэдрические кристаллы и зернышки этого минерала являются типичной примесью для всей гипсовой толщи кепрока.

Под ангидрито-гипсовым кепроком купола Кожевникова залегают соляной шток, состоящий преимущественно из крупнозернистого галита, окраска которого колеблется от светло-серого до темно-серого цвета, местами чистого, местами содержащего примесь глинистого материала в виде полосок мощностью 1—2 мм, включений гипса и ангидрита, а также кристаллов и зернышек кальцита, доломита, гематита, пирита и, наряду с этим, борацита [6]. Наличие последнего особенно важно, так как подчеркивает тесную связь этого минерала непосредственно с каменной солью.

Какое же значение имеет находка борсодержащего минерала? Для того, чтобы ответить на поставленный вопрос, необходимо вспомнить, хотя бы в самых общих чертах, основные положения о природе борацита и об условиях осаждения борсодержащих минералов вообще.

Борацит, как известно, является довольно сложной солью полнорной кислоты и выражается формулой $[B_2O_3]_2Mg[MgCl]$. Он имеет осадочное [2] и, возможно, вулканогенное происхождение. Второе для нашего случая, конечно, не подходит, что же касается первого, то, как установлено работами советских ученых, осаждение большинства борсодержащих минералов является естественной и конечной стадией процесса садки солей из морского маточного раствора в условиях замкнутой системы (лагуны). Согласно «солонной диаграмме» Н. С. Курякова [4, 7], процесс садки солей может быть охарактеризован следующей схемой:

¹ К этому перечню следует добавить еще флюорит, который был встречен в виде тонких жилок в известняках кепрока [1].

карбонаты железа, кальция, магния → сульфаты кальция (гипс и ангидрит) → хлориды натрия (галит) → сульфаты магния (эпсомит, гексагидрит) → хлориды калия (сильвин) → хлориды калия и магния (карналлит) → хлориды магния (бишофит) → бораты.

Иными словами, если садка борсодержащих минералов происходит из рапы морского происхождения, то эти минералы не садятся раньше, чем выпадут из раствора предшествующие им минералы диаграммы Н. С. Курнакова. Следовательно, если борацин встречается совместно с галитом и другими типичными минералами лагуно-морского

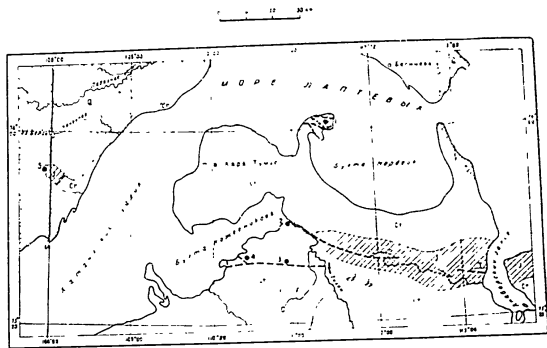


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района Хатангского залива. Составил П. С. Воронов.

происхождения, то это может служить прямым указанием на возможное присутствие других минералов промежуточного ряда между боратами и галитом и в особенности калийных солей типа сильвина и карналлита. При этом надо сразу же подчеркнуть, что, по данным Вант-Гофа и других исследователей [7, 8], борацин является первичным боратом, выпадающим из морской рапы, за счет которого обычно развиваются все другие бораты.

Приведенное положение подтверждается геохимией борацина. Названный минерал, в случае своего осадочного происхождения, известен в пределах соляных бассейнов морского происхождения, содержащих калийные соли (Северо-Германский и Эмбиский соленосные бассейны). Наиболее характерным примером является Стассфуртское месторождение калийных солей, где борацин повсеместно наблюдается в виде вкрапленности в карналлите и карналлитом покрывает месторождения [2].

Правда, на месторождении Индер с его большими запасами боратов, образованных в результате размыва нормальной борсодержащей калийной залежи морского происхождения, борацин практически отсутствует. Но это обстоятельство есть следствие длительного выщелачивания, до

полного выноса калийных солей за пределы данного месторождения, причем в результате такого процесса борацин претерпевает превращение в калиборит и других более сложных боратов, типичных для Индера [7].

Из всего сказанного следует следующее важное заключение: в районе купола Коженинкова в пределах девонской соленосной толщи можно ожидать присутствия калийных солей. Однако, несмотря на то, что на участке купола Коженинкова были проведены буровые работы значительного объема, наличие калийных солей не установлено. Объяснение этому, вероятно, следует искать в том, что применявшийся при промывке скважины буровой раствор по составу не удовлетворял требованиям, предъявляемым при разведке калийных месторождений.

Как указывает А. А. Иванич [4], при бурении в сильвините следует обязательно применять раствор, насыщенный поваренной солью и калийным магнем, а при разбуривании карналлита, — насыщенный хлоридом магнем. В противном случае соли полностью выщелачиваются из рассола. Борацин же и другие минералы соленосной толщи, как менее растворимые минералы, могли сохраниться в галите, гипсе и других породах.

В пользу возможного присутствия в районе купола Коженинкова калийных солей свидетельствуют также общегеологические данные.

Согласно наиболее распространенной в настоящее время теории образования соленосных бассейнов и, в частности, бассейнов с солями калия, для их возникновения должно соблюдаться следующее условие: наличие обширного мелководного бассейна, имеющего затрудненное сообщение с морем и расположенного на участке земной поверхности, подверженном ритмичным колебательным движениям на фоне общего медленного устойчивого прогибания, компенсирующегося мощностью накапливающихся слоев. Такой режим характерен, главным образом, для предордов прогибов складчатых зон и синеклиз платформ. Не случайно поэтому, что именно в таких местах земной поверхности встречается большая часть мощных накоплений калийных и натровых солей в случае, если здесь существовали на определенных отрезках геологического времени соответствующие палеоклиматические условия — сухой жаркий климат.

Очевидно, все сказанное можно в полной мере отнести не только к району купола Коженинкова, где с начала палеозоя существовал переходный режим между Таймырской складчатой зоной и Сибирской платформой, но и ко всему северовосточному краю этой платформы, в том числе и к известной части современной Таймырской депрессии, которая, по-видимому, в значительной степени совпадает с границами древнепалеозойской зоны взаимоперехода между двумя вышеупомянутыми геоструктурными единицами. В указанных местах среди нижнепалеозойских отложений наблюдается региональное развитие гидротермических осадков, в частности, каменной соли (рис. 2). Поэтому можно с достаточной уверенностью говорить о том, что в одном из районов упомянутой обширной области вполне могли существовать условия для накопления не только сульфатных, но и галогенных солей.

Так, например, в районе купола Коженинкова отложение солей могло идти в соленодном бассейне, питавшемся за счет поступления воды из открытого моря. В противном случае не было бы тех мощных накоплений гипса и ангидрита, а также присутствия целестина и барита, характерных в гидротермических отложениях этого района.

Связь соленодного бассейна района Коженинкова с открытым морем была не прямой, а происходила, скорее всего, через узкий морской канал или даже через цепочку более мелких бассейнов, в результате чего эти соли, поступавшие в указанный бассейн, могли быть в значительной степени метаморфизованы за счет удаления из них сульфатов магния и некоторых других солей.

Очевидно, что в районе купола Коженинкова существовали все условия, необходимые для накопления достаточно мощной толщи гидротермических

осадков. Какова же должна быть мощность этой толщи для данного района?

Некоторое представление о ее величине может быть получено на основе следующих соображений. Как указано выше, в изучаемом районе, кроме купола Кожевникова, имеется еще два аналогичных соляных купола, а именно: Ледовка и Усть-Тигянский. Если принять в первом приближении форму соляных штоков за цилиндрическую, а протяженность (высоту) всех трех штоков равной 3 км (что является, как мы видели, значительно преуменьшенной величиной), то при среднем радиусе соляных штоков для купола Кожевникова, равном 1,2 км, для Ледовки — 2,0 км и для Усть-Тигяна — 0,9 км получим соответственно 14,5, 37,8 и 7,5 км³ соли, заключенной в каждом из трех куполов. Таким образом, общая масса соли во всех трех куполах составит около 60 км³.

Взаимное расположение этих куполов, может быть, соответствует равнобедренному треугольнику со сторонами, равными 15, 22 и 15 км, в вершинах которого и расположены соляные купола. Отсюда средние полурастояния между тремя вершинами составляют 11 км (между куполами Кожевникова и Усть-Тигяна) и 7,5 км (между куполами Кожевникова и Ледовка и между Ледовкой и Усть-Тигяна). Примем эту величину равной в среднем 8 км и будем считать, что она характеризует собой радиус подтока соли к солянокупольным структурам. Приняв это допущение, предполагающее почти полное отжатие соли из соленосной толщи, залегающей между этими тремя куполами, можно получить ориентировочные размеры площади питания трех соляных штоков; она будет приблизительно равна 600 км².

Если разделить 60 км³ на 600 км², то можно определить минимальную начальную суммарную мощность содержащейся в этой толще некогда соли. Таким образом, 100 м — это минимальная мощность соли в пластах соленосной толщи девона. Если же учесть мощности менее пластичных, чем соль, пород, входящих обычно в состав соленосных толщ (гипса, ангидрита, доломита и хемогенного известняка), то окажется, что мощность самой соленосной толщи значительно больше. Во всяком случае, она, очевидно, не меньше 400—500 м. Эта величина не противоречит данным других исследователей.

Следовательно, целый ряд соображений указывает на то, что накопление достаточно мощной соленосной толщи в районе купола Кожевникова при наличии соответствующих геохимических показателей (борацит), если учитывать данные других соленосных бассейнов, вряд ли могло пройти без осаждения калийных солей.

Наконец, существует еще одно, правда, косвенное, указание на возможность присутствия калийных солей в рассматриваемом районе. Как известно [9], девонский период был временем одного из наиболее крупных этапов накопления не только галита, но и калийных солей, что является прямым следствием жаркого засушливого климата, существовавшего тогда на большей части земной поверхности. Это нашло свое отражение в широком развитии лагунных гидрохимических осадков и красноцветных пород среди терригенных отложений того времени. Можно утверждать, что красноцветные породы являются климатическим и временным аналогом соленосных толщ, доказательством чему является открытие крупного бассейна поваренной и калийных солей в Белоруссии в пределах большого девонского поля красноцветных пород Русской платформы.

Наличие красноцветных девонских отложений на Северной Земле и в ряде других мест Советской А., т.к., по-видимому, полностью подтверждает существование в девонское время жаркого засушливого климата также и в данной части земной поверхности.

На основании приведенных соображений можно сделать следующие выводы:

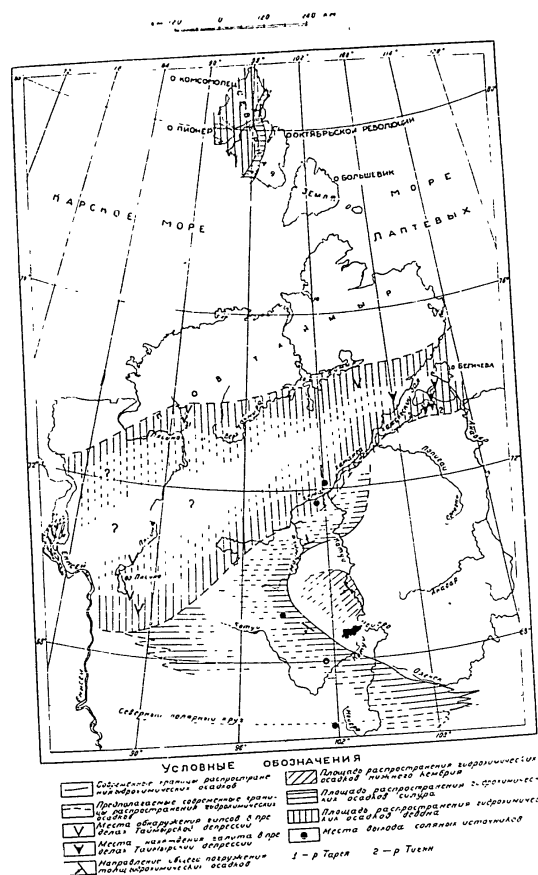


Рис. 2. Схема распространения гидрохимических осадков нижнего палеозоя в пределах центрального сектора Советской Арктики. Составил П. С. Воронцов.

1. В девонское время на обширных площадях центральной части Крайнего Севера Советского Союза существовал жаркий засушливый климат, который, вместе с геотектоническими особенностями данного региона, способствовал накоплению мощной толщи соленосных отложений.

2. Созданные в девоне условия могли быть вполне благоприятными на определенных участках указанной территории не только для накопления карбонатов, гипса, ангидрита и галита, но и для осаждения калийных и борных солей.

3. Одним из таких участков накопления борсодержащих и возможного накопления калийных солей является район купола Кожевникова.

4. Для проверки правильности высказанных предположений и указанного районе необходимо проведение специальных исследований. В частности, следует еще раз внимательно изучить состав кепрока купола Кожевникова, где можно ожидать наличие борациита и других борсодержащих минералов. Если последнее предположение подтвердится, то существующие представления о возможных районах скопления солей бора и калия, о палеоклимате, стратиграфии, характере колебательных движений и других геологических особенностях Таймырского полуострова и смежных с ним областей могут существенно измениться.

ЛИТЕРАТУРА

1. Берзин А. И. Геологические исследования по правобережью Хатангского залива. Сборн. «Геол. исслед. Нордик-Хатангского района и Таймырского полуострова по работам 1933—1936 гг.». Горно-геол. упр. ГУСМП, Л., 1939.
2. Бетехтин А. Г., Болдырев А. К., Годлевский М. П. и др. Куре минералогии. ОНТИ. Л.—М., 1935.
3. Егорова Е. Н. Фтор в борных рудах Индера. Бюлет. инст. Галургии, № 9, Л., 1938.
4. Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Труды ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, М., 1953.
5. Косыгин Ю. А. Основы тектоники нефтеносных областей ГОНТИ нефть и горно-топлив. литер. М.—Л., 1952.
6. Лобанов М. Ф. Петрографическое изучение соляного купола Кожевникова. Труды Инст. геол. Арктики, т. 10, 1950.
7. Николаев А. В. Физико-химическое изучение природных боратов. Изд. Акад. наук СССР, М., 1947.
8. Николаев А. В. Приложение физико-химического анализа к исследованию и использованию соляных месторождений СССР. Изв. сектора физико-химич. анализа Инст. общей и неорган. химии, т. XVIII, 1949.
9. Страхов Н. М. О периодичности и необратимой эволюции осадкообразования в истории Земли. Изв. Акад. наук СССР, сер. геол., № 6, 1949.

Зак. № 189

Стр.-инд.	Строка	Напечатано	Следует читать
9	29 сверху	принесена	принесена
28	9-ю строку снизу	следует читать	следует читать
33	таблица 2	Арх.	Арх.
40	1 снизу	Ср	Ср
60	10 сверху	условия образования этого возраста	условия образования этого возраста
81	8 сверху	выражена	выражена
85	6 снизу	областности	областности
126	21 сверху	100 км	100 м

ЗАМЕЧЕННЫЕ ОПЕЧАТКИ