

Sanitized Copy Approved for Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010024-3

ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СССР

ОЧЕРКИ
ПО ГЕОЛОГИИ
СССР

1

1956

Sanitized Copy Approved for Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010024-3

STAT

Page Denied

ТРУДЫ
ВСЕСОЮЗНОГО НЕФТЯНОГО НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКОГО
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНОГО ИНСТИТУТА (ВНИГРИ)

НОВАЯ СЕРИЯ

ВЫПУСК 96

ОСНЕРКИ РО СЕОЛООВИИ ССР,
ОЧЕРКИ ПО ГЕОЛОГИИ СССР
(ПО МАТЕРИАЛАМ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ)

Том 1



ГОСУДАРСТВЕННОЕ НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
НЕФТЯНОЙ И ГОРНО-ТОПЛИВНОЙ ЛИТЕРАТУРЫ
ЛЕНИНГРАДСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Ленинград 1956

11-5-4

А Н Н О Т А Ц И Я

Книга является первым выпуском, содержащим обобщение результатов опорного бурения за первые 6 лет его применения, некоторых данных разведочного бурения и новейших геологических исследований. В ней содержится 11 статей, освещающих геологическое строение Прикаспийской и Западно-Сибирской низменностей, Туркмении, Кузбасса, Ферганской, Тенгизской, Илийской, Зайсанской и Минусинской впадин. Другие районы СССР будут освещены в последующих выпусках.

Статьи 1-го тома освещают вопросы стратиграфии, тектоники и палеогеографии малоизученных областей СССР и содержат в значительной части новые публикуемые впервые материалы.

Книга рассчитана на широкий круг геологов. Кроме того, она может служить пособием для преподавателей и студентов последних курсов геологических вузов и втузов.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Бурение опорных скважин было начато в 1947 г. В соответствии с положением о бурении опорных скважин в задачи опорного бурения входило изучение геологического строения недр для выяснения перспектив нефтеносности и определения направления поисковоразведочных работ на нефть и газ. Для решения поставленных задач опорные скважины закладывались в районах с невыясненной перспективностью в отношении нефтегазоносности для познания основных черт глубинного строения недр и изучения разреза и общих закономерностей стратиграфического и пространственного распределения фаций, благоприятных для нефтеобразования и нефтенакпления в пределах крупных структурных элементов.

В процессе обобщения материалов, полученных в результате опорного бурения, наряду со всесторонним комплексным исследованием геологического разреза, выявлением главнейших закономерностей и особенностей геологического строения изученной территории, учитывались по возможности все проведенные в том или ином районе геологические и геофизические работы.

В платформенных областях опорные скважины закладывались, как правило, до кристаллического фундамента, а в областях с глубоким залеганием фундамента — до технической возможной глубины.

Бурение опорных скважин проводилось в большинстве областей предприятиями Министерства нефтяной промышленности СССР. В восточных районах Советского Союза геологические исследования и бурение опорных скважин проводило Министерство геологии и охраны недр.

С 1953 г. все работы по опорному бурению из различных министерств были переданы в Министерство нефтяной промышленности.

Руководство научной обработкой материалов опорного бурения проводится Всесоюзным нефтяным научно-исследовательским геолого-разведочным институтом (ВНИГРИ).

Изучение недр новых районов потребовало бурения скважин с большим выносом керна, который составлял к общей проходке скважин в 1953 г. 36,8% и в 1954 г. 29,86%, а к проходке скважин с отбором керна в 1953 г. составлял 52,6% и в 1954 г. — 44,5%. Керновый материал опорных скважин всесторонне изучался различными научно-исследовательскими организациями. Помимо изучения керна, в большинстве опорных скважин проводились также геофизические исследования и опробование горизонтов, представляющих интерес с точки зрения выявления перспектив нефтегазоносности.

Накопившийся в результате опорного бурения значительный материал по стратиграфии, тектонике и нефтегазоносности дает возможность поновому осветить строение малоизученных районов СССР. Некоторые

опорные скважины, в особенности в первое время, закладывались в нефтеносных районах для вскрытия низов продуктивных толщ, не освещенных еще разведочным бурением, т. е. преследовали узкие практические задачи. Большинство же опорных скважин закладывалось на новых, совершенно не изученных территориях.

К началу 1955 г. на всей территории Советского Союза пробурены и находятся в бурении и опробовании 172 скважины, из которых закончена 131 скважина. Породы кристаллического фундамента вскрыты в 59 законченных опорных скважинах; это позволяет по-новому освещать глубинное строение многих районов. В частности, теперь в общих чертах выяснено строение не только фундамента Русской платформы, но и всего ее осадочного комплекса. Получены также интересные данные по южной части Западно-Сибирской низменности.

Для тех же целей, наряду с бурением опорных скважин во многих районах, одновременно или в результате опорного бурения, закладывались разведочные и структурные скважины.

Для более широкого практического использования новых данных с 1954 г. ВНИГРИ приступил к изданию геологических очерков монографического характера, в первую очередь по итогам опорного бурения за первые 7 лет его применения. К составлению очерков были привлечены специалисты ВНИГРИ и других организаций, хорошо знакомые с геологией описываемых районов.

Эти очерки содержат краткие сводки новейших данных по стратиграфии, тектонике и геологической истории развития рассматриваемых районов, дают достаточно полное описание сводных разрезов и детально характеризуют пройденные опорными скважинами породы. В качестве иллюстрации для районов с законченной обработкой материалов в очерках приводятся разрезы скважин с литологической характеристикой и мощностями.¹

1-й том очерков содержит 11 статей. Большое значение имеют статьи о глубинном строении Прикаспийской впадины и Западно-Сибирской низменности. Данные, полученные в результате опорного бурения, представляют большой интерес не только для решения ряда теоретических и региональных вопросов геологии СССР, но также и для практической деятельности геологов-нефтяников.

Ценность материалов опорного бурения и связанного с ним разведочного бурения заключается в том, что на их основе возможно проводить перспективное районирование исследуемой территории и составлять планы поисковоразведочных работ для выявления новых нефтегазоносных районов и областей, а в ряде случаев и выявить перспективы нефтегазоносности некоторых площадей.

¹ К сожалению, приходится отметить, что на иллюстрациях разрезов скважин не приведено обобщенное литологическое описание пород, списки руководящей фауны, каротажные диаграммы и результаты других видов исследований. *Ред.*

Г. Е.-А. Айзенштадт

ВОСТОЧНАЯ ЧАСТЬ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Восточная часть Прикаспийской впадины (фиг. 1) представляет окраину Русской платформы, специфической особенностью которой является преобладающая тенденция к погружению, способствовавшая накоплению осадков общей мощностью более 10 000 м в наиболее прогнутых частях впадины. Геолого-тектонические границы рассматриваемой области примерно совпадают с современными географическими границами Прикаспийской, точнее Северо-Прикаспийской, впадины. Западная граница проходит по правобережью р. Волги, по восточным склонам Приволжской возвышенности и Ергеней; северная — по крутому, обращенному к югу уступу Русской платформы (Общего Сырта), выявленному геофизическими работами; на северо-востоке и востоке граница отмечена выходами палеозоя Южного Урала и Мугоджар; далее она проходит по западному склону Чушкакуля и на юго-востоке — по северному склону южноэмбенского регионального гравитационного максимума [3]; южная граница намечается под дном Каспия продолжением зоны южноэмбенского гравитационного максимума.

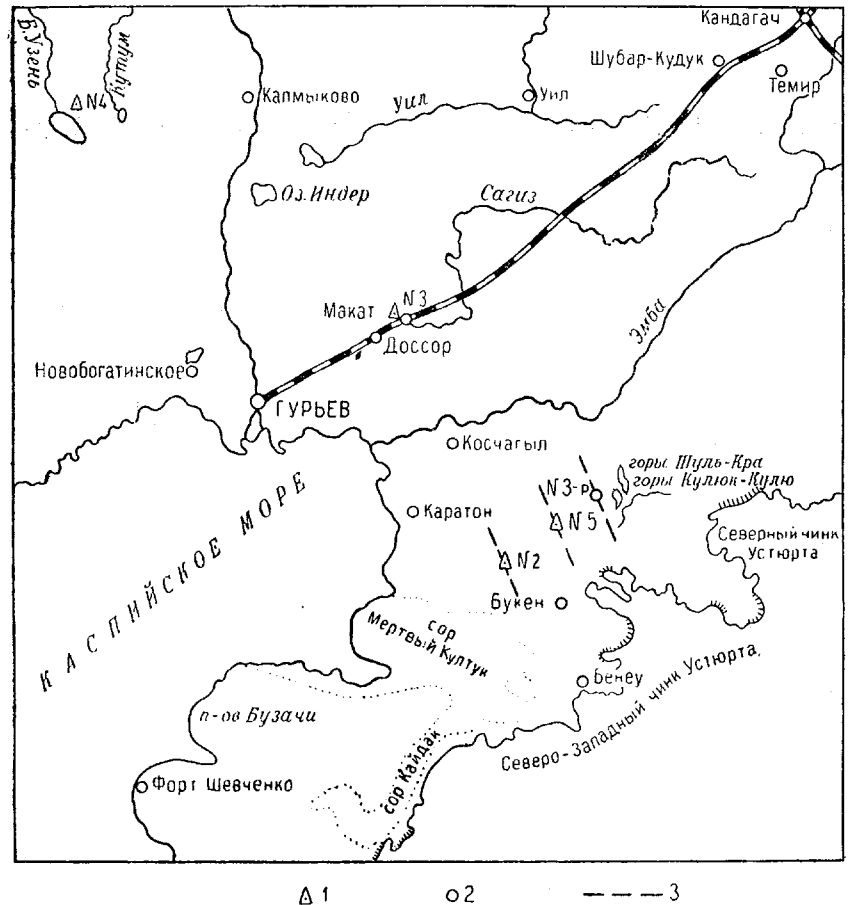
В этих границах на площади около 540 тыс. км² прежде всего выделяются такие различно построенные крупные тектонические элементы, как склон древнего поднятия в районе южноэмбенского регионального гравитационного максимума и отдельные участки Прикаспийской впадины, различающиеся по интенсивности прогибания в прошлом.

Эти участки выявляются по различиям в глубинах залегания подсолевого ложа и мощностям накопившихся осадков перми, триаса, юры, мела и третичных. Здесь имеются в виду такие районы, как Азнагульский (район опорной скв. № 2), где отмечается максимальная мощность и наибольшая полнота разреза верхней юры и мела, Приморский (Новобогатинский) с третичными отложениями мощностью до 2500 м, район оз. Индер, где установлена максимальная глубина в залегании подсолевых отложений — 9000 м, Байчунас-Тентяксорский, занятый депрессией с повышенными мощностями юры и мела, и некоторые разделяющие эти районы участки с относительно сокращенными мощностями юры и мела — Доссор-Макатский и др. Не менее отчетливо обособляется район, примыкающий к северной границе Прикаспийской впадины (к южному склону Русской платформы), осложненной продольными разломами значительной амплитуды и протяжения.

Специфическими особенностями отличаются и другие окраинные части Прикаспийской впадины — западная и восточная, которые здесь не рассматриваются. Границы между этими отдельными тектонически дифференцированными районами в настоящее время не всегда можно провести

с необходимой точностью из-за недостаточной изученности геологического строения всего региона.

В пределах всех этих относительно приподнятых и опущенных участков, начиная с верхнего палеозоя и до недавнего времени, происходили сложные и во многом еще не разгаданные процессы формирования соляных куполов. Прикаспийская впадина по масштабам господствующей здесь



Фиг. 1. Схематическая карта восточной части Прикаспийской впадины:
1 — опорные скважины, 2 — разведочные скважины, 3 — направление сейсмических профилей

соляной тектоники является, повидимому, самой крупной среди известных в других частях земного шара областей развития соляных куполов.

В основании разреза рассматриваемой области залегают так называемые подсолевые отложения. Какие-либо точные данные об их петрографическом составе и возрасте пока отсутствуют, но, по всей вероятности, они принадлежат осадкам артинского времени. Глубина залегания подсолевых отложений, по данным сейсмоки отраженных волн, колеблется в пределах от 2400 до 9000 м. Так, например, в Магатской опорной скважине на глубине 2453 м ниже соли встречены подсолевые пестроцветные песчано-

глинистые отложения мощностью около 300 м, в которых находится забой скважины.

Данные геофизики о глубоком залегании подсолевых пород дают некоторое право считать эти отложения близкими по возрасту с надсолевой пачкой верхней перми.

В Тугаракчане северный склон подсолевого поднятия находится на глубине 2400—3500 м, в районе Косчагыла—Кзылкудука — 5000—5300 м, севернее, в районе Акаткуля — Каратайкыза — 6300—6600 м, в районе Доссора — Куттубая — 7100—7650 м и в районе оз. Индер около 9000 м—максимальная глубина, установленная исследованиями методом отраженных волн. Таким образом, по данным М. И. Баренбойма (фиг. 2), от Тугаракчана до Индера, с юга на север, отчетливо прослеживается общее погружение подсолевого ложа, в отдельных участках относительно более крутое или более пологое. По предположению Н. А. Калинина, подсолевые отложения разбиты серией крупных разломов северо-западного и широтного простирания на отдельные крупные глыбы, блоки, движения которых в разные эпохи отражались на мощностях, фациях и тектоническом строении вышележащих осадочных пород. Основываясь на установленном гравиметрией и отчасти бурением повсеместном распространении соляных куполов, можно считать, что вся эта площадь по аналогии с западным склоном Урала в кунгуре была, повидимому, областью накопления галогенных осадков до 2500 м первоначальной мощности. Очевидно, что в разных частях района и мощность соли могла быть различной, что впоследствии отразилось на характере формировавшихся здесь солянокупольных структур.

С приближением к окраинам соленосного бассейна менялся и состав отлагавшихся осадков: вместо накопления каменной соли происходило образование гипсов, ангидритов, что в итоге привело к ослаблению и затуханию соляной тектоники в этих районах.

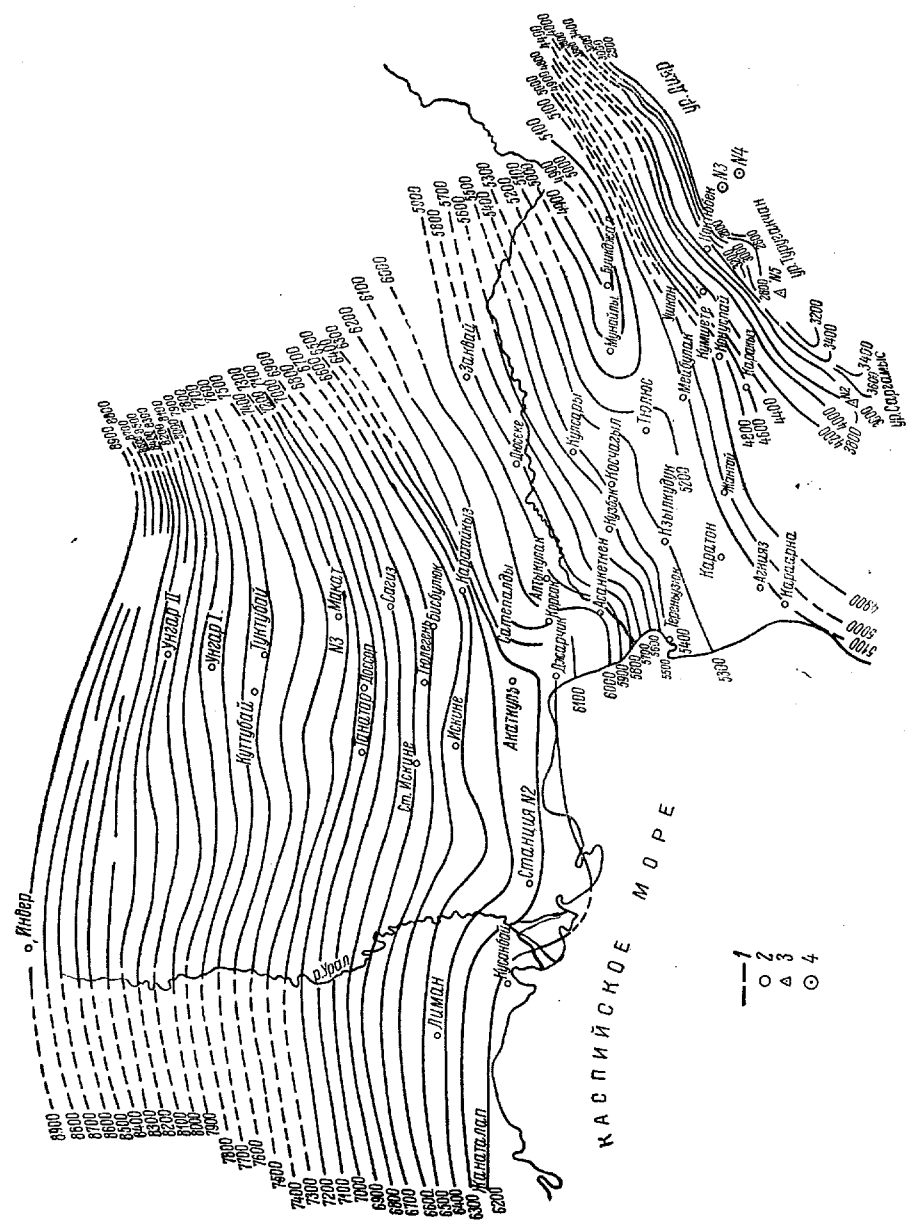
С поверхности соль обычно покрыта гипсовой шляпой (кепрок) мощностью около 15—25 м.

Выше, видимо, согласно или часто в условиях явного тектонического контакта залегают отложения, относимые к пермотриасу, имеющие мощность в межкупольных пространствах около 1700—2000 м. Такой большой мощности для этих отложений буровыми скважинами еще нигде не установлено. Максимальная мощность пермотриаса на куполах, по подсчетам М. Б. Кадисова, достигает 516 м. В последнее время на куполах Е. И. Соколова расчленила отложения пермотриаса следующим образом (снизу вверх):

- 1) выделены казанский и татарский ярусы;
- 2) в нижнем триасе выделены ветлужский ярус, представленный песчаниково-конгломератовой свитой мощностью в 120—135 м, и баскунчакский ярус, который слагается песчано-глинистой свитой (мощность 120 м) и известняково-глинистой свитой (мощность 40—60, иногда 85 м);
- 3) средний триас отсутствует; верхний триас делится на песчано-галечниковую свиту (мощность 30—50 м, на юге района до 70 м), свиту пестроцветных глин (мощность 20—40 м) и свиту зеленовато-серых глин и песчаников (мощность до 100 м и выше).

Выявленные промышленно-нефтеносные залежи, по Е. И. Соколовой, связаны с песчаными коллекторами песчано-глинистой свиты нижнего триаса и песчано-галечниковой свиты верхнего триаса.

Неразведанная и неизученная часть разреза пермотриаса мощностью около 1200 м составляет пока резерв нефтяной промышленности Эмбы.



Фиг. 2. Схема строения подсолонного ложа юго-восточной части Прикаспийской впадины (составил М. И. Баренбойм): 1 — изогипсы, 2 — точки наблюдения, 3 — опорные скважины, 4 — разведочные скважины.

После связанного с подъемом рассматриваемой области перерыва в осадконакоплении и размыва куполов, сформировавшихся к этому времени, происходило отложение грубозернистых осадков песчано-галечниковой свиты нижней юры мощностью около 100 м. Эта свита составляет

базальные слои следующего крупного юрского ритма осадконакопления [1].

В среднеюрское время на фоне продолжающегося медленного опускания области накапливались терригенные осадки мощностью в 350—500 м. В отдельных разрезах (и по площади) чередуются отложения двух обстановок осадконакопления: первой, связанной с мелким прибрежным опресненным морским бассейном, и второй, связанной с условиями обширной прибрежной плоской заболоченной низменности. В первой из них происходило накопление органики, послужившей исходным материалом для образования нефти, во второй — торфяников, давших начало пластам углей рабочей мощности, пропласткам углей и углистых сланцев. Осадконакопление юрского времени закончилось образованием карбонатных осадков верхней юры мощностью до 100—250 м [7].

На границе юрского и мелового времени снова происходил усиленный рост куполов, сопровождавшийся размывом и перерывом в отложении осадков; терригенные толщи неокома — вначале морские, фаунистически охарактеризованные, а затем дельтовые, пестроцветные, общей мощностью в 300—500 м, — отложились несогласно на породах юры [6].

С этими осадками связана третья эпоха нефтеобразования на Эмбе. В предаптское время снова произошел скачок в росте соляных куполов, после чего с несогласием на неокоме отложились глинистые осадки апта, мощностью до 60—80 м, с песчаным горизонтом в основании. Затем произошло накопление песчано-глинистых осадков альба и сеномана, общей мощностью до 500 м. Перед отложением турона отмечается очередной скачок в росте соляных куполов и затем после размыва с несогласием на ниже лежащих осадках отложилась карбонатная толща сенон—турона и датского яруса, общей мощностью в 350—500 м, которой заканчивается разрез верхнего мела [4]. Между датским ярусом и палеогеном крупных несогласий не установлено.

Резкое несогласие отмечается на границе палеогена и неогена; в это время соль получила очередной импульс к подъему, вызвавшему рост куполов иногда значительной амплитуды. В приморской, новобогатинской зоне мощность третичных отложений достигает 2—2,5 тыс. м. Нижняя часть их представлена карбонатными и терригенными осадками; в неогене преобладают глинистые породы. Весь район, за исключением его восточной части, куда не заходила последняя каспийская трансгрессия, покрыт четвертичными отложениями мощностью 15—25 м.

ОБЪЕМ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ

В восточной части Прикаспийской низменности находятся три опорные скважины: Южно-Эмбенская (Азнагул), Макатская и Тугаракчанская (см. фиг. 1). Перед каждой из них ставились вполне определенные задачи. Так, ранее других заложенная в урочище Азнагул Южно-Эмбенская скважина № 2 должна была по первоначальному плану дать материал для решения вопроса о литологическом составе возможных продуктивных толщ и строении Южно-Эмбенского мезозойского вала, свод которого по предварительным сейсмическим данным намечался в этом районе.

Скважина в Макате была заложена с целью изучения локальной под-солевой структуры, а скважина в урочище Тугаракчан — с целью выяснения вопроса о природе и перспективах нефте-газоносности района южноэмбенского гравитационного максимума. Заложение первой из этих скважин в Азнагуле было связано с тем, что в 1948 г. южнее Карачунгула, при

региональных сейсмических исследованиях методом отраженных волн, профилями была пересечена примерно в меридиональном направлении полоса положительных гравитационных аномалий.

На профиле, составленном в 1948 г. (фиг. 3), отчетливо выделились два района: северный примерно до пикета 325, нарушенный сбросами, и южный, где такие нарушения не отмечены. На южном отрезке профиля по отражающим горизонтам сначала наметился сводообразный перегиб, примерно в районе пикета 420, а затем, вплоть до южного конца профиля (пикет 800), прослежено спокойное погружение слоев в южном направлении как по третичным, так и по мезозойским поверхностям. На этом основании было высказано предположение о существовании в пределах гравитационного максимума, к югу от области распространения солянокупольной тектоники, обширного пологого мезокайнозойского поднятия типа валов платформы, которое было названо Южно-Эмбенским. Разрез мезокайнозоя этого района не был ранее изучен, а структурные условия, судя по предварительным сейсмическим данным, представлялись достаточно благоприятными. Поэтому на оси так называемого Южно-Эмбенского мезокайнозойского поднятия или вала в 1949 г. и была заложена Южно-Эмбенская (Азнагул) опорная скважина № 2 с проектной глубиной в 3500 м. Скважина эта находится в 70 км к юго-востоку от промысла Каратон и в 80 км к юго-юго-западу от промысла Мунайлы.

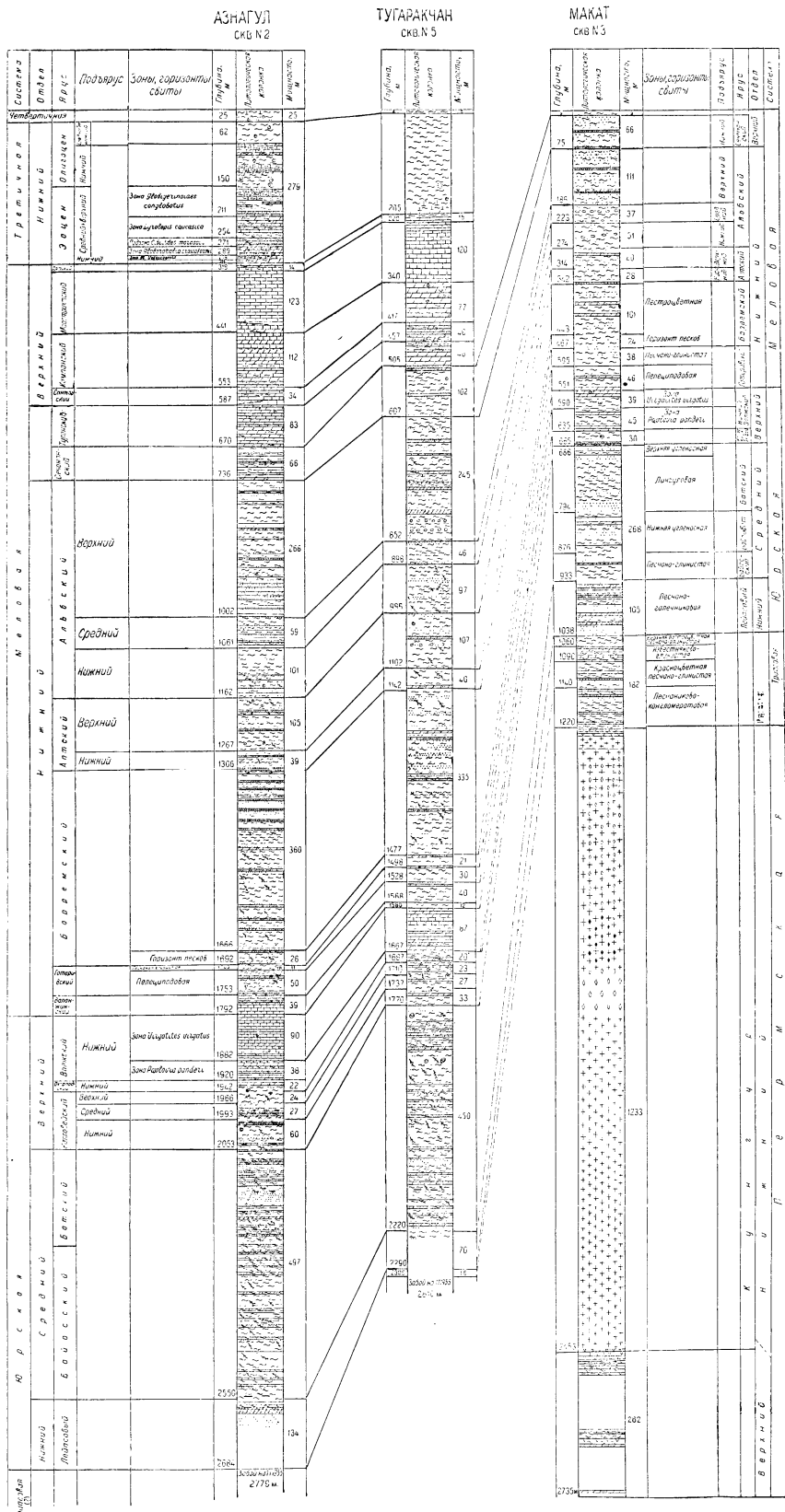
Детальные сейсмические работы 1948 г. показали, что от первоначальной интерпретации геофизических данных по этому району следует отказаться. Структура в урочище Азнагул оказалась солянокупольной, с глубоким залеганием соляного ядра. Сброс северо-восточного направления делит купол на два крыла — северо-западное, приподнятое, и юго-восточное, опущенное; в южной части последнего и оказалась опорная скважина № 2.

Опорная скважина Тугаракчан находится примерно в 55 км юго-юго-восточнее промысла Мунайлы и в 47 км к восток-северо-востоку от опорной скважины № 2.

Необходимость заложения этой скважины в урочище Тугаракчан выяснилась в 1949 г. после проведенных здесь сейсмических работ методом отраженных волн, которые выявили северный склон какого-то обширного поднятия, погребенного под несогласно налегающими осадками мезокайнозоя (фиг. 4). Размеры и характер поднятия в то время не были еще установлены. Свод погребенного поднятия по профилю XI намечался на глубине 2500 м; к северу и западу от него отражающий горизонт постепенно погружался на глубину до 4000 м. По своему стратиграфическому положению этот отражающий горизонт относился к подсоловым отложениям, предположительно артинским по возрасту, чем объяснялась картина затухания соляной тектоники в этом районе (мощность соли оказывалась сильно сокращенной, либо она вовсе выпадала из разреза).

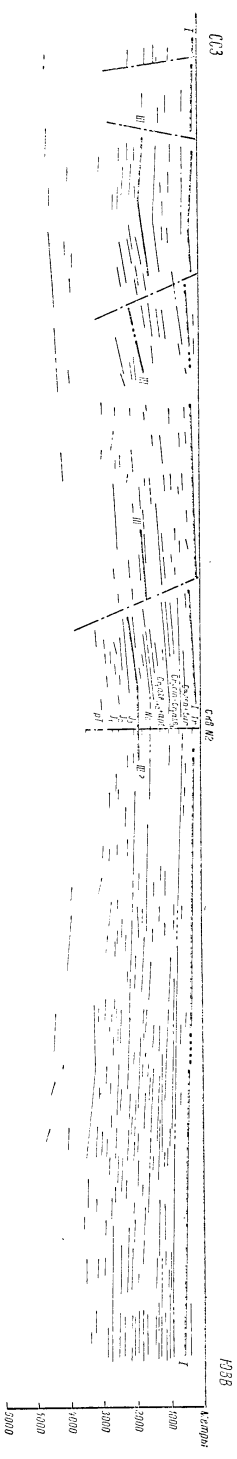
Бурение в этом районе могло привести к открытию в Урало-Эмбенской области совершенно новых типов структур и новых продуктивных толщ.

Опорная скважина Макат № 3 бурилась с целью изучения так называемой «подсоловой» Макатской структуры, выявленной еще в 1937 г. в юго-западной части западного крыла купола Макат сейсмикой отраженных волн. Существование этой структуры подтверждалось всеми последующими работами геофизиков. Отражающий горизонт, отнесенный здесь к подсоловым отложениям, был зафиксирован на площади всего в 6 км², за пределами которой он не прослеживался. На структурной карте по

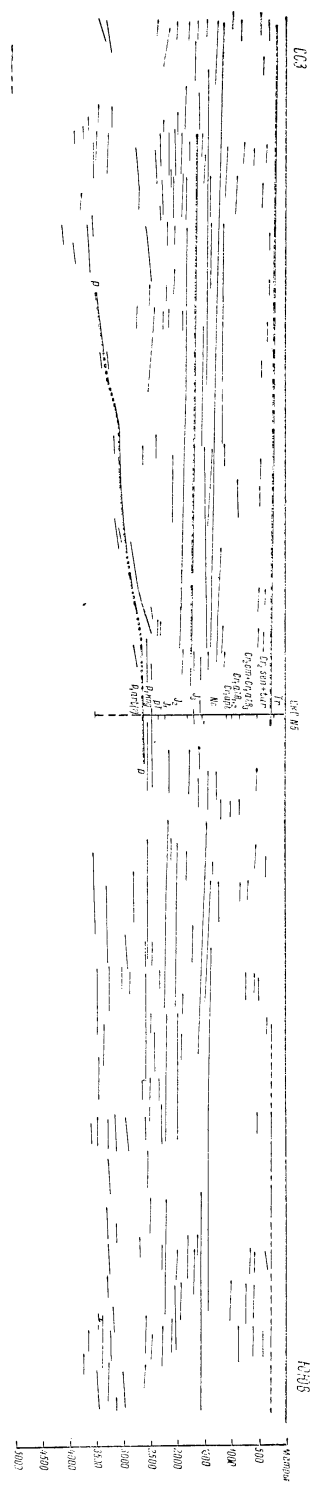


Фиг. 5. Разрезы опорных скважин Эмбенского района:

1 — глина, 2 — посевная глина и глинистый песок, 3 — песок, 4 — песчаный, 5 — прослой палеочной, 6 — жерзель, 7 — доломит, 8 — известняк, 9 — соль, 10 — соль с сыльнатом, 11 — соль с сыльнатом и карбонатом, 12 — сыльнат, 13 — ариприт, 14 — пласты и прослой угли, 15 — макрофуна, 16 — растительные остатки, 17 — тектонический контакт.



Фиг. 3. Общегеологический профиль I (1918 г.) через район оледенения № 2 (Англы-Л.).
 1 — основание овражного рельефа; 2 — стратиграфические горизонты; 3 — палеогеографические границы по седиментационным данным.



Фиг. 4. Общегеологический профиль XI (1919 г.) через район оледенения № 5 (Пуровский).
 1 — основание овражного рельефа; 2 — стратиграфические горизонты; 3 — палеогеографические границы по седиментационным данным.

Лист 1138.

этому горизонту было показано только северо-западное окончание какого-то поднятия куполовидной формы, со склонами, падающими под углами до 40°. Амплитуда поднятия превышает 900 м. Свод предполагалось встретить на глубине от 1900 до 2300 м (в зависимости от применявшейся методики подсчетов). На геологической и гравиметрической картах и на конфигурации соляного штока это поднятие не находило никакого отражения. Полное отсутствие материалов по подсолевым породам и связываемые с ними перспективы заставили принять решение о бурении Магатской скважины.

ОСНОВНЫЕ ИТОГИ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ ПО СТРАТИГРАФИИ

В результате бурения Южно-Эмбенской опорной скважины № 2 (Азнагул) в южной части Эмбенского района вскрыт разрез от четвертичных до юры включительно (фиг. 5). Изучением керна этого разреза занимались К. И. Ломоть, И. А. Пинчук, П. Т. Рыгина, Л. С. Полак, В. С. Малявкина, Т. Э. Баранова и др.

Под четвертичными отложениями, мощностью до 25 м, сразу же следуют нерасчлененные отложения среднего и нижнего олигоцена, мощностью 37 м.

Отложения нижнего олигоцена, встреченные скважиной в интервале 62—150 м, представлены известковистыми глинами с очень редкими прослоями глинистых мергелей и чистых серовато-зеленых глин; иногда в глинах встречаются угловатые гальки.

Верхний эоцен залегает в интервале 150—271 м. Породы интервала 150—211 м выделены как зона *Globigerinoides conglobatus*; ниже в интервале 211—254 м лежит рыбная свита, относящаяся к зоне *Lyrolepis caucasica*, самая нижняя часть которой мощностью 6 м представлена слоями с *Clavulina cyclostomata*. В зоне *Globigerinoides conglobatus* развиты те же известковистые глины, что и в нижнем олигоцене. Рыбная свита слагается толщей глинистых серовато-зеленых, темных мергелей с повышенной битуминозностью. Местами они переходят в серовато-белый мел. Для них характерны тонкая слоистость и листоватость.

В среднем эоцене выделяются две зоны: верхняя — *Globorotalia crassaformis* (271—289 м) и нижняя — *Gl. velascoensis* (289—298 м). По петрографическим признакам здесь выделяются три пачки: верхняя — мергели с редкими прослоями глинистых мергелей, средняя — глинистые мергели с прослоями известковистых алевролитов и нижняя — глинистые известняки с прослоями углистых мергелей.

Нижний эоцен, условно выделенный в интервале 298—304 м, представлен глинистыми известняками с прослоями мергелей и глинистых мергелей. В основании интервала отмечается угловатая галька от 1 до 4 см в диаметре.

Третичные отложения в разрезе Южно-Эмбенской опорной скважины № 2 представлены глинами и мергелями, хорошо отмученными, с ничтожным количеством алевроито-песчанистого материала (около 1%, редко 6%). Мергели и известняки преимущественно органогенные.

Датский ярус, установленный в интервале 304—318 м, сложен в верхней части красноцветными, кирпично-красными мергелями, а в нижней — мергелями с прослоями глинистого и чистого мела.

Маастрихт вскрыт в интервале 318—441 м. В нем выделены два подяруса — верхний и нижний. Он представлен более или менее однообразной

толщей белого пишущего мела с тонкими пропластками, жилками, иногда гнездами темнозеленого или серовато-зеленого глинистого мергеля. В нижнем маастрихте мергелей больше, чем в верхнем.

Кампан залегает в интервале 441—553 м. В верхнем кампане чередуются прослой белого пишущего мела и зеленоватого мергеля. Нижний кампан представлен преимущественно мергелями с прослоями белого, глинистого мела.

Сантон (553—587 м) также сложен мелом и мергелем. Турон (587—670 м) представлен серовато-зелеными, почти темными, плотными алевроитовыми мергелями.

По заключению К. И. Ломоть, породы маастрихта отличаются высоким содержанием карбоната кальция, мягкостью и повышенной пористостью. В кампане возрастает плотность пород и уменьшается пористость; происходит обогащение пелитовым материалом, появляются прослой мергелей. В сантоне комплекс пород сходен с маастрихтским. Для турона характерно постепенное увеличение глинистого и алевроитового материала.

Сеноман выделен в интервале 670—736 м. Верхняя часть его в основном песчаная, с прослоями глин, нижняя — глинистая, с прослоями мергелей и известковистых песчаников. Глины слоистые темносерые, почти черные, плотные известковистые, с небольшой примесью алевроитового материала.

Верхний альб (736—1002 м) представлен преимущественно песчаной толщей с отдельными мощными пачками и пластами песчаных глин. Пески зеленовато-серые, алевроитовые, глинистые, слабо известковистые, слюдястые, с обугленными растительными остатками и тонкими прослоями глин. Глины тонкослоистые, известковистые, алевроитовые, слюдястые, светлые, зеленовато-серые. Встречаются черные плотные чистые разности глин.

Средний альб (1002—1061 м) в верхней половине разреза образован чередующимися между собой песчаными и глинистыми пачками с преобладанием первых, а в нижней — глинами с прослоями песков. В основании подъяруса находятся алевроитовые пески зеленовато-серые, слабо известковистые и глинистые. Глины темносерые, почти черные, не известковистые с прослоями песчаников.

Нижний альб (1061—1162 м) представлен однообразной толщей плотных глинистых пород. Глины содержат примесь алевроитового материала, слабо известковистые темносерые, почти черные, очень плотные, с растительным детритом и тончайшими алевроитовыми прослойками светлосерого цвета. Изредка встречаются светлосерые карбонатные песчаники.

Апт залегает в интервале 1162—1306 м и сложен главным образом песками, особенно в средней части и в основании, где находится регионально выдерживающийся песчаный горизонт. Глины слагают верхнюю часть толщи и в чередовании с песками находятся в средней ее части. В верхнем апте глины темносерые, почти черные, алевроитистые, плотные, с мелким растительным детритом, с прослойками и гнездами алевроитового материала. В нижнем апте появляются глины черные, жирные, вязкие, плотные. Здесь же встречаются песчаники сливные, крепкие, мелкозернистые, зеленовато-серые, с глинисто-карбонатным цементом.

Пестроцветная свита баррема (1306—1666 м) делится на две части: верхнюю, где чередуются глинистые и песчаные пачки по 10—15 м каждая, и нижнюю, преимущественно глинистую с отдельными песчаными горизонтами. Характерна пестрая окраска глин. В отличие от северных разрезов окраска пород здесь блеклая, менее яркая. В глинах отмечаются разности серовато-зеленого, светлозеленого, коричневого, шоколадно-коричне-

вого цвета. Окраска неровная, пятнами и разводами. В глинах обычно присутствует алевроитовый материал; встречаются известковистые и неизвестковистые разновидности. Пески в основном мелкозернистые, алевроитовые, глинистые, сильно слюдистые, светлосерые с зеленоватым оттенком и с растительным детритом. Сортировка песков в ряде случаев плохая. Иногда встречаются конгломераты.

Ниже залегает так называемый горизонт песков (1666—1692 м), условно относимый к подошве баррема.

Он сложен в основном темными серовато-зелеными песками мелкозернистыми, глинистыми, слюдистыми, уплотненными, с обугленным растительным детритом. Среди песков имеются прослойки зеленовато-серых глин чистых, известковистых, плотных, с линзовидными прослоями алевроитов и черных вязких глин, а также песчаников с глинисто-карбонатным цементом.

Готерив слагается песчано-глинистой свитой (1692—1703 м) и пелециподовой свитой (1703—1753 м).

Песчано-глинистая свита готерива сложена зеленовато-серыми, иногда светлосерыми алевроитистыми, реже чистыми известковистыми глинами, очень плотными, с прослоями и линзами алевроита и растительным детритом.

Пелециподовая свита образована также преимущественно глинами, за исключением верхней части, где присутствует песчаный горизонт. Глины зеленовато-серые и серые, алевроитистые, иногда слабо известковистые, очень плотные, с тонкими прослоями и линзами алевроита и растительным детритом. В основании свиты имеются прослойки глинистых алевролитов.

Для разреза готерива характерно почти полное отсутствие макрофауны и обедненное содержание фораминифер.

В верхней части валаджина (1753—1792 м) залегают плотные неравномерно зернистые песчаники зеленовато-серые, почти темные, с глинисто-карбонатным цементом и мелкими оолитами бурого железняка, с фауной. Встречаются ожелезненные песчаники буровато-черного цвета. В песчаниках отмечаются линзы темносерых глин. Ниже в разрезе преобладают известняки и мергели тонкозернистые и мелкозернистые, глинистые, серые и зеленовато-серые, светлые, с фауной, слюдистые, плотные, с растительным детритом.

В кровле верхнеюрских отложений выделяется зона *Virgatites virgatus* нижнего волжского яруса (1792—1882 м), представленная чередованием светло- и темносерых плотных известняков, глинистых известняков и почти черных мергелей. Фауна в этой части разреза перекристаллизована и поэтому трудно определяется. Содержание пелитового материала возрастает сверху вниз, где преобладают глинистые известняки и мергели.

Зона *Pavlovia panderi* (1882—1920 м) сложена известняками глинистыми плотными, темносерыми, с редкими обломками фауны и прослоями черного мергеля. В известняках нижней части зоны много хорошо сохранившихся раковин аммонитов и пелеципод. В основании залегает светлосерый алевроитовый уплотненный мергель, местами переходящий в известковистую глину.

Нижний оксфорд (1920—1942 м) представлен в верхней части алевроитистым, светлосерым, плотным мергелем с фауной и глинистым мергелем. Иногда встречаются прослойки известняка темносерого, тонкозернистого, глинистого плотного. В основании залегают глины алевроитистые, известковистые (или глинистый мергель) темносерые с фауной.

Верхний келловей (1942—1966 м) сложен плотными тонкослоистыми глинами, алевроитовыми, слабо известковистыми, темносерыми, с мелкими обломками раковин и обугленным растительным детритом. Встречаются прослой алевролита глинистого, зеленовато-серого, темного, с прослоями и линзами темной глины. В основании залегает песчаник мелкозернистый с глинисто-карбонатным цементом и мелкой фосфоритовой галькой, а также с прослоями песка мелкозернистого светлосерого, с фауной и растительными остатками.

В среднем келловее (1966—1993 м) преобладают алевролиты зеленовато-серые, почти черные, и серые, с карбонатно-глинистым цементом, слюдистые, с массой растительного детрита; глинистый материал в них распределен неравномерно, отдельными линзами и прослоями. Встречаются прослой песчаника мелкозернистого, зеленовато-серого, с глинисто-карбонатным цементом, с растительным детритом и мелкими обломками раковин, а также прослой слюдистых темносерых алевроитистых глин.

Нижний келловей (1993—2053 м) образован глинистыми породами — глинами алевроитовыми, известковыми, плотными, темносерыми и изредка почти черными с растительным детритом, с прослоями слюдистого, плотного мелкозернистого светлосерого песчаника, и алевролита глинистого, слабо известковистого и неизвестковистого темносерого. В средней части имеется прослой песка мелкозернистого, глинистого, серого неизвестковистого, слабо сцементированного. Изредка встречаются тонкие прослой черного мергеля с обломками перекристаллизованных раковин и несколько тонких (1,5—4 см) углистых прослоев. Несколько выше основания встречен прослой зеленого мергеля, конгломератовидного, с отпечатками фауны, а также глина темнокоричневая, известковистая с мелкими обломками раковин и растительными остатками. Здесь же наблюдаются слабо сцементированные пески.

Граница нижнего келловая со средней юрой окончательно не установлена.

Средняя юра мощностью около 500 м выделена в интервале 2053—2550 м; состоит она из ритмично чередующихся глинистых и песчаных пачек мощностью 4—6 м или несколько больше, объединяющихся в отдельные пачки мощностью в 80—130 м; в основании каждой такой пачки залегает песчаный пласт. Эти пачки (или свиты) отличаются друг от друга преобладанием глин или песков. Так, в интервалах 2053—2120 и 2240—2320 м преобладают глины, не считая песчаных горизонтов, залегающих в основании каждой пачки, а в интервалах 2157—2236 и 2340—2438 м отмечается примерно равное по мощности содержание песчаных и глинистых пород. Вопрос о привязке этих пачек к существующей стратиграфической схеме средней юры может быть решен после проведения аналитических работ: изучения спор и пыльцы, литолого-петрографических исследований и т. д.

Среди глинистых пород средней юры преобладают глины темносерые, иногда почти черные, тонкослоистые, некарбонатные и глины алевроитистые, зеленовато-серые, с тонкими прослойками бурого цвета, с обугленным растительным детритом, местами переходящие в черную углистую глину с прослоями серого алевроита. Характерно частое переслаивание тонких прослоев алевроитов и глин.

Алевролиты обычно глинистые, серые, слюдистые, с растительным детритом. Местами встречаются крупные отпечатки растений. Между отдельными петрографическими разностями наблюдаются постепенные переходы.

Характерно большое число прослоев черных углистых глин, которые здесь приурочены к верхним 300 м разреза. Насколько можно заметить при неполном выносе керна в распределении этих глин также отмечается определенная периодическая повторяемость. Вопрос о присутствии в этом разрезе пластов углей промышленной мощности из-за недостаточного подъема керна не может быть окончательно решен; возможно, что их здесь меньше, чем в северных районах. В связи с более интенсивным погружением района углистый материал не успевал концентрироваться в отдельные угольные пласты и рассеивался по разрезу, обогащая глинистые породы.

Пески средне- и мелкозернистые, глинистые, слюдяные, серые. Песчаники той же крупности с глинисто-карбонатным цементом. Изредка появляются пески средне- и крупнозернистые, серые, кварцевые, уплотненные.

Из нижней юры (2550—2684 м) к моменту написания данной статьи имелось только несколько образцов из ее верхней части. Здесь, по данным И. А. Пинчук, присутствуют пески мелкозернистые, глинистые, серые, слюдяные, с растительным детритом, слегка уплотненные, а также песчаники мелкозернистые, глинистые, серые, слюдяные, с обугленными растительными остатками и глины слабо алевроитистые слюдяные, темносерые, с частыми тонкими линзовидными прослоями светлосерого слюдяного алевроита. В целом нижняя юра, судя по кароттажу, сложена преимущественно песчаными породами. Забой скважины находится в отложениях пермотриаса.

Таким образом, новыми данными по стратиграфии района, полученными в результате бурения опорной скважины № 2 в Азнагуле, кроме описанного разреза, являются: установление во вскрытой части разреза увеличения мощностей альба, апта, неокома, верхней юры по сравнению с их мощностями в ранее изученных районах Южной Эмбы. Здесь впервые в Южно-Эмбенском районе пройдены нижний, средний и верхний келловей и нижний оксфорд значительной мощности; сохранился валанжин, как и в Байчунас-Тентяксорском прогибе.

Одновременно с ростом мощностей происходят и фациальные изменения отложений по сравнению с отложениями севернее расположенных районов, заключающиеся в увеличении содержания песчаного материала в виде примеси к глинам и числа отдельных мощных песчаных прослоев в апте и неокоме. Параллельно с этим увеличивается и содержание более грубозернистых песчаных фракций в составе песков, песчаников и глинистых пород. Сортировка обломочного материала в этом разрезе менее отчетливая, чем в других районах. Минералогический состав пород, по данным иммерсионных исследований И. П. Егорова, мало меняется. Весьма важным является также отмеченное здесь обеднение разреза макро- и микрофауной.

Все эти данные можно трактовать, до получения более полных сведений по этому району, как свидетельство относительно более интенсивного прогибания этого участка Прикаспийской депрессии в меловое и верхнеюрское время. В среднеюрское время здесь также имел место несколько иной режим колебательных движений, чем в ранее изученных, более северных районах, преобладание нисходящих движений и сокращение периодов замедленного погружения, что отразилось на формах накопления углистого материала.

Опорная скважина № 5 в урочище Тугаракчан находится в 47 км от опорной скважины № 2. Разрез мезо-кайнозой здесь в общем тот же, что и в Азнагуле, но с рядом существенных различий, особенно в мощностях

отложений (см. фиг. 5) и в отношении его полноты. Отбор керн в нижнем мелу и частью в верхней юре сильно сокращен по сравнению со скважиной № 2, поэтому некоторые фациальные различия могли быть упущены. Третичные и верхнемеловые отложения пройдены в крелиусном дублере с полным отбором керн.

При сопоставлении кароттажных диаграмм скважин № 2 и 5 устанавливается, что нижние части разрезов третичных отложений (нижний и средний эоцен) в этих скважинах мало различаются. Выдерживается, повидимому, и разрез верхнего эоцена. Сокращение мощностей отмечается в нижнем олигоцене. Этот вопрос может быть уточнен в дальнейшем путем изучения микрофауны. Суммарно третичных осадков в этом районе на 82 м меньше, чем в Азнагуле.

Отложения верхнего мела фациально выдерживаются на значительных площадях; они почти неотличимы от пород скважины Азнагула. Однако в мощностях отдельных ярусов заметны колебания; суммарно здесь сено-турона на 66 м меньше, чем в опорной скважине № 2 (за счет сокращения мощностей кампана и турона). Осадков сеномана, если верна отбивка по кароттажу его границы с верхним альбом, на 36 м больше, чем в Азнагуле. Из этой части разреза поднято всего четыре образца, но по кароттажу видно, что верхняя часть сеномана представлена песчаной толщей, нижняя — песчано-глинистой; чередованием пластов глин темносерых с зеленоватым оттенком, плотных, слабо алевритистых, с линзами алеврита и песка мелкозернистого, серого, с обугленным растительным детритом. Встречаются обломки пелеципод и аммонитов. Среди глин имеются разности сильно песчаные, темносерые, почти черные.

Верхний альб в верхней и нижней частях представлен чередованием песчаных и глинистых пластов, а в средней части преимущественно глинистой толщей. Изредка отмечаются пласты песчаников. В нескольких образцах, поднятых из верхнего альба, встречены глины плотные, чистые, темносерые и глины сильно песчаные, пески мелкозернистые, серые с зеленоватым оттенком, слегка глинистые, слюдистые, рыхлые и песчаники мелкозернистые, серые, очень плотные, сливные, кварцевые, с обугленным растительным детритом.

Средний альб в основном глинистый с песчаным горизонтом в основании и песчаными глинами в средней части.

В нижнем альбе также преобладают глины, но в его средней и верхней частях имеются мощные песчаные горизонты. Глины здесь алевритистые, серые и темносерые, плотные, слоистые и неяснослоистые с алевритом по плоскостям наложения, известковистые, с обугленным растительным детритом. Встречаются редкие обломки раковин пелеципод. Пески в основном мелкозернистые, серые, с зеленоватым оттенком, глинистые, слюдистые.

В кровле и подошве апта, за исключением базального песчаного горизонта, залегают 25—30-метровые пачки глин. Средняя часть яруса занята в основном песками с отдельными глинистыми пластами. Глины преимущественно темносерые, почти черные, очень плотные, жирные, известковистые, с обломками раковин. Местами встречаются глины алевритовые, серые, сильно слюдистые, с тонкими линзами алеврита и обугленным растительным детритом. Пески мелкозернистые, сильно слюдистые, рыхлые, с растительным детритом; песчаники очень плотные, сливные.

Ниже залегает пестроцветная свита баррема, которая здесь, как и в ранее изученных районах, делится на две части: верхнюю и нижнюю. Верх-

няя половина сложена чередованием мощных песчаных пачек и глин, а нижняя — глинами с отдельными пластами песков, имеющих внизу небольшую мощность. По сравнению с Азнагулом мощность этой свиты сокращена на 25 м.

Характерны глины алевритистые, плотные, известковистые, серовато-зеленые, коричневые, темнокоричневые с кирпично-красным и фиолетовым оттенком. Породы обычно неравномерно окрашены; зеленые и коричневые цвета распределены пятнами, разводами, полосами. Встречаются тонкослоистые разности с тонкими прослоями алеврита. Местами наблюдается частое переслаивание коричневых и зеленых глин, встречаются мергели коричневые с прожилками кальцита. Пески тонко- и мелкозернистые, зеленые и зеленовато-серые, слюдястые, глинистые.

Песчаники тонко- и мелкозернистые, с карбонатно-глинистым цементом, зеленые, зеленовато-серые и серые, слюдястые, с обугленным растительным детритом. К основанию баррема в последнее время относят горизонт песков, залегающий в интервале 1477—1498 м. Отсюда поднят только один образец из самой кровли горизонта, представленный песком светлым серовато-зеленым, мелкозернистым, глинистым, сцементированным, слюдястым, с растительным детритом. По кароттажу видно, что в кровле и подошве горизонта залегают пески, а в средней части находятся песчаники и глины, занимающие примерно третью часть всей его мощности.

Ниже находятся песчано-глинистая и пелециподовая свиты готерива, из которых поднято всего три образца. В этой части разреза преобладают глины; изредка встречаются прослойки песчаников и песков. Пески мелкозернистые, серовато-зеленые, слюдястые, иногда с мелкой галькой кварца и фосфорита. Глины алевритистые, серовато-зеленые, плотные, с обугленным растительным детритом, местами образующие переходы к глинистым алевролитам. Песчаники зеленовато-серые, светлые, мелкозернистые, слюдястые, очень плотные, с глинисто-карбонатным цементом и растительным детритом.

Из валанжина образцы не были подняты и выделен он в разрезе этой скважины условно в интервале 1568—1580 м. Его мощность здесь на 27 м меньше, чем в Азнагуле, но не исключена возможность, что в данном разрезе валанжин вообще отсутствует.

В верхней части разреза верхней юры выделена зона *Virgatites virgatus*, из которой поднято всего четыре образца. По кароттажу видно, что основная часть разреза здесь заполнена известняками и мергелями с отдельными прослоями известковистых глин. К его основанию приурочены глинистые мергели или известковистые глины. Мергели светлосерые, очень плотные, чистые, с прожилками кальцита; встречаются глинистые мергели, темно-серые, плотные, с фауной и обугленными растительными остатками. Глины темные, зеленовато-серые, алевритовые, плотные, тонкослоистые.

Зона *Pavlovia panderi*, судя по кароттажным данным, в Тугаракчане отсутствует, и под зоной *Virgatites virgatus* залегают нижний оксфорд, который также выделен по кароттажу путем сопоставления с разрезом Азнагула. Здесь встречен довольно разнообразный комплекс преимущественно терригенных пород, в частности, мергель зеленовато-серый, темный, алевритистый, очень плотный, с обильной фауной и обугленными растительными остатками; в породе много фосфоритовых галек; глина алевритовая, темносерая, плотная, с фауной и растительными остатками, с прослоями светлосерого алеврита, сильно слюдястого; алевролит глинистый, серый, слюдястый, известковистый, с фауной; песчаник мелкозер-

нистый, зеленовато-серый, плотный, с карбонатно-глинистым цементом и с косою слоистостью.

Ниже залегает келловей, в котором по сопоставлению с Азнагулом выделены нижний, средний и верхний подъярусы. По кароттажу видно, что слои, отнесенные к верхнему и нижнему келловее, в основном глинистые, а в среднем келловее преобладают пески и песчаники. Среди пород верхнего келловоя встречены глины алевроитовые, карбонатные, темно-серые, с обломками раковин и растительным детритом, алевролиты темные, зеленовато-серые, плотные с редкими обломками раковин и растительным детритом, с глинисто-карбонатным цементом и тонкие прослои мергелей темносерых, плотных, чистых, с обломками трудноопределимой фауны.

В среднем келловее развиты песчаники мелкозернистые и мелко- и среднезернистые, темносерые, сильно слюдястые, с обильным растительным детритом и мелкими обломками раковин, пески мелкозернистые, серые; алевролиты глинистые, которые чередуются с глинами алевроитистыми, слабо известковистыми, темносерыми, с тонкими прослоями серого алевролита и глинами светлозелеными, алевроитовыми, местами почти чистыми, с выделениями пирита.

Нижний келловей сложен преимущественно глинами алевроитистыми, темносерыми, плотными, неизвестковистыми, слюдястыми, с большим количеством обугленного растительного детрита, с тонкими прослоями алевроита и обломками раковин, глинами слабо алевроитистыми, светлозелеными, местами с бурыми пятнами, неизвестковистыми, которые чередуются с алевроитом глинистым светлосерым, с мелкими обломками раковин, песчаниками мелкозернистыми, серыми и песками мелкозернистыми, глинистыми, неизвестковистыми. Мощность верхней юры сокращена по сравнению с Азнагулом на 71 м (за счет выпадения зоны *Pavlovia panderi* и уменьшения мощности нижнего келловоя).

Средняя юра, выделяющаяся в интервале 1770—2220 м, полностью еще не изучена. По кароттажу она имеет некоторые общие черты с Азнагулом (в отношении повторения отдельных реперов). Здесь так же, как и в Азнагуле, можно в дальнейшем выделить несколько пачек по литологическим признакам; отделяются эти пачки друг от друга мощными песчаными горизонтами. В пределах отдельных глинистых пачек можно встретить довольно разнообразный комплекс пород, в котором закономерно повторяется несколько основных петрографических разностей: глин алевроитовых темносерых и серых, иногда переходящих в бурые, неизвестковистые, с обугленным растительным детритом, изредка с хорошими отпечатками флоры, черных углистых глин тонкослойных и пластов углей, глин слабо алевроитовых, буроватых и светлозеленых, прослоев сидеритов, алевролитов глинистых, светлых, зеленовато-серых, плотных, с растительными остатками, песчаников мелкозернистых, рыхлых, глинистых.

Предварительно можно отметить, что в средней юре больше прослоев углистых глин и пластов углей, чем в Азнагуле (возможно, что это связано с лучшими условиями отбора керн). Породы здесь более крупнозернистые (в основном за счет алевроитовых частиц).

Нижняя юра занимает в разрезе этой опорной скважины интервал 2220—2290 м и по своему петрографическому составу она мало отличается от соответствующих слоев, описанных в опорной скважине № 2; существенным отличием является сокращение наполовину мощности нижней юры по сравнению с Азнагулом.

Ниже залегает пермотриас (триас?), выделенный в интервале 2290—2306 м по характерным для отложений этого возраста пестроцветным глинам.

Еще ниже была вскрыта ранее не встречавшаяся в районе толща, в которой закономерно (ритмично) чередуются пачки ангидритов с черными глинами и песчаниками. Явно выраженная цикличность в расположении терригенных и карбонатных пачек хорошо отражена на кароттажной диаграмме. Вскрытая часть разреза отчетливо делится на четыре части по соотношению ангидритов и терригенных разностей.

В кровле всей этой толщи преобладают ангидриты; по кароттажу выделяются три мощных пласта ангидрита по 8—12 м и разделяющие их две пачки терригенных пород мощностью по 5—8 м. В некоторых прослоях наблюдается тонкое переслаивание серого ангидрита и темносерой глины, с преобладанием то одной, то другой разности.

Еще ниже (в интервале 2345—2375 м) преобладают терригенные породы — глины, алевролиты, песчаники, конгломераты с гальками размером от 0,5 до 4 мм, с прослоями ангидритов.

В интервале 2375—2440 м закономерно чередуются пачки ангидритов мощностью 10—15 м и пачки переслаивания глин алевролитистых, алевролитов, песчаников, мергелей и известняков мощностью по 5—6 м. В основании интервала 2440—2500 м явно преобладают ангидриты.

Среди ангидритов встречаются разности белые, серые, темносерые, пльчатые и однородные, плотные, массивные. В верхней части толщи имеются прослой калийных солей. Песчаники содержат углистый детрит и крупные растительные остатки. В отдельных прослоях имеются слабо окатанные черные гальки — кремневые и кварцевые. Глины известковистые и неизвестковистые, серые, темносерые и черные, иногда микрослоистые.

По возрасту эта толща является, повидимому, аналогом каменной соли кунгура, отложившейся в прибрежной зоне у Южно-Эмбенского поднятия, выступавшего как орографически приподнятый элемент в нижнепермское время, либо непосредственно подстилает ее.

Ниже, на глубине 2588 м, намечается резкая смена пород — появляются конгломераты значительной мощности. В частности, один из образцов, детально изученный Г. И. Шлыкковой, представлен известняком оолитовидным, очень сильно перекристаллизованным, с многочисленными угловато-окатанными гальками окремненных пород и хорошо окатанными мелкими гальками органогенных известняков. Среди органических остатков можно различить лишь редкие раковины остракод. Возраст этого конгломерата из-за отсутствия определимых остатков фауны не установлен. По всей вероятности, ниже будут вскрыты артинские либо каменноугольные отложения.

Как говорилось выше, в ряде ярусов разреза Тугаракчана наблюдается сокращение мощностей по сравнению с Азнагулом; это указывает на то, что этот район прогибался в мезо-кайнозой значительно меньше, чем район Азнагула. Данные разведочной скважины № 3 Тугаракчана, где юра залегает непосредственно на карбоне, свидетельствуют о том, что эта тенденция к подъему или замедленному погружению выявилась еще в палеозое.

Иной характер движений отразился не только на мощностях, но и на фациальном характере осадков, в виде повышенного содержания в породах песчаного материала и заметного проявления континентальных влияний.

При бурении опорной скважины Магат № 3 был пройден вначале ранее известный для этого района разрез мела, юры и пермотриаса (см. фиг. 5)

и кепрок небольшой мощности, на описании особенностей которого здесь можно не останавливаться, поскольку характеристику этих отложений можно найти в ранее опубликованных работах. Укажем только, что в пермотриасе, по данным Е. И. Соколовой, выделяются сверху вниз четыре свиты: 1) верхняя пестроцветная песчано-глинистая (1038—1060 м) — пиритизированные глины с прослоями серых песчаников и известняков; 2) известняково-глинистая (1060—1090 м) — зеленовато-серые и темносерые глины, иногда красновато-бурые; 3) красноцветная песчано-глинистая (1090—1140 м) — глины темнокрасные, краснобурые, с участками и прослоями зеленой глины, с прослоями песчаников и песков; 4) песчаниково-конгломератовая свита (1140—1120 м) — песчаники, конгломераты, редкие прослой и линзы глин.

В зоне кепрока, где залегают преимущественно ангидриты, встречаются также мергели и доломиты с прослоем темной битуминозной глины. Мощность кепрока, судя по кароттажу, около 15 м.

Ниже, до глубины 2453 м, скважина шла по соли, которая по составу делится на три части: верхняя — до глубины 1265 м — каменная соль с ангидритом, с примесью глинистого материала; средняя (1265—1820 м) — переслаивание каменной соли, сильвинита, карналлита, с включениями бората—кургантаита; нижняя (1820—2453 м) — довольно однообразная толща почти чистого галита.

На глубине 2453 м установлена резкая смена пород; здесь были вскрыты, судя по описанию Е. Н. Ивановой, глины краснобурые, плотные, оскольчатые, с прожилками и включениями ангидрита. В этой части разреза преобладает ангидрит светлосерый, местами с буровато-красными пятнами, плотный, брекчиевидный; отдельные обломки сцементированы плотной карбонатной глинистой породой красновато-бурого цвета; местами эта же порода выполняет пустоты в ангидрите.

Ниже, на глубине 2484,5 м, появляется глинистый алевролит коричневатого-красный, комковатый, с прослоями доломитизированного алевролита.

В интервале 2491—2496 м отмечен мергель глинистый, алевролитистый, красновато-коричневый, с прослоем уплотненного тонкозернистого песка. В интервале 2500—2604 м образцы не были подняты. Ниже, примерно до глубины 2700 м, в разрезе преобладают глины алевролитистые, красновато-коричневые, неяснослоистые, с линзами, тонкими прослоями и гнездами серого песка и доломита. На глубине 2702 м встречен алевролит глинистый, слабо песчанистый, с включениями ангидрита в верхней части. Последний образец был поднят из интервала 2730—2735 м — песчаник тонкозернистый, глинистый, карбонатный, в верхней части сильно глинистый, ниже — менее глинистый, сильно слюдистый, красно-коричневого цвета. В забое наблюдались прослой глинистого алевролита.

Приведенный материал показывает, что сверху вниз намечается отчетливый переход от хомогенных пород к обломочным, причем крупность зерна в последних также возрастает сверху вниз. По возрасту эти слои условно отнесены к верхней перми. Фауны, по которой можно было бы установить более точно их возраст, найдено не было. Имелись только три раковины остракод, найденные в интервале 2618—2623 м и относящиеся к роду *Darwinula*, напоминающие пермотриасовые виды горы Б. Богдо.

Об условиях залегания этих пород подробнее будет сказано в главе «Тектоника», здесь же можно ограничиться лишь указанием на то, что они залегают под соляным карнизом (нависающим краем соляного ядра); границей служит тектонический контакт. Стратиграфически они залегают

между солью кунгурского возраста и изученной частью разреза пермтриаса.

Наконец, необходимо привести последние данные по результатам бурения разведочной скважины № 3 в Тугаракчане, находящейся примерно в 37 км к восток-северо-востоку от опорной скважины № 5 (фиг. 1 и 6). Здесь, на глубине 2045 м, непосредственно под юрскими отложениями вскрыт карбон. Детальное изучение Т. И. Шлыковой обильной фауны фораминифер позволило установить возраст этих отложений и расчленить их на отдельные горизонты. Здесь были найдены и брахиоподы, определением которых занимались проф. Д. Л. Степанов и Н. Н. Лапина. В частности, на глубине 2597—2600 м ими определены *Choristites ex gr. sowerbyi* Fisch. и *Athyris ambigua* (Sow.); слои с этой фауной они относят к подольскому горизонту. Не исключена возможность, однако, синхронности этих слоев верхам каширского горизонта. Из интервала 2380—2385 м определены *Choristites mosquensis* Fisch. и *Martinia* sp., характерные для мячковского горизонта. Отбор керн в этой скважине проведен со значительными пропусками и материалы по ней еще не обработаны; поэтому описание разреза может быть дано только предварительное.

В самой верхней части разреза залегают нижние слои верхнего карбона, подошва которого находится, по заключению Т. И. Шлыковой, на глубине 2284 м. Судя по образцам с глубины 2100—2235 м, здесь преобладают серые и светлосерые известняки, преимущественно обломочные. В кровле этого интервала был встречен прослой органогенно-шламового известняка с редкими включениями галек. Ниже наблюдаются прослой оолитовидных известняков.

В интервале 2145—2148 м встречен доломит неравномерно зернистый с реликтами тонкозернистого кальцита. Ниже развиты преимущественно органогенно-обломочные, сильно перекристаллизованные известняки.

В интервале 2231—2235 м залегают оолитовидные, участками органогенно-шламовые, местами трещиноватые, сильно перекристаллизованные известняки. Сложены они окатанными, покрытыми инкрустационными корочками обломками органических остатков. Наблюдаются также включения угловато-окатанных галек органогенных известняков.

Базальные слои верхнего карбона (интервал 2279—2284 м) представлены пачкой обломочных известняков типа конгломерата, сложенных окатанными и угловато окатанными обломками органических остатков (в частности, раковин преимущественно среднекаменноугольных фузулинид) и органогенных и органогенно-шламовых известняков, иногда покрытых обволакивающими водорослями. Известняки сильно перекристаллизованы и содержат большое количество галек метаморфических пород. Обнаруженные здесь фузулиниды, по заключению Т. И. Шлыковой, находятся в переотложенном состоянии.

Непосредственно ниже, в кровле среднего карбона (интервал 2293—2298 м), развиты органогенно-шламовые и органогенные известняки трещиноватые, с неровными заиленными поверхностями наслоения.

Ниже встречены известняки преимущественно водорослевые (интервал 2320—2354 м), иногда трещиноватые, с заполнением трещин кристаллическим кальцитом.

Базальные слои мячковского горизонта, подошва которого проведена Т. И. Шлыковой на глубине 2385 м, представлены известняками светлосерыми органогенно-обломочными, эхиново-фораминиферовыми и фузулиновыми, сложенными окатанными и угловато-окатанными обломками

органических остатков и гальками органогенных известняков, покрытыми обволакивающими водорослями. Известняки сильно перекристаллизованы.

Ниже, в верхней части подольского горизонта, судя по каротажу, преобладают те же карбонатные породы с пачками песчаников. Песчаники здесь светлозеленые, мелко- и тонкозернистые, глинистые, с вкраплениями пирита (образец с глубины 2408—2413 м). Известняки светлосерые, органогенно-обломочные, участками органогенно-шламовые, сильно перекристаллизованные, трещиноватые. Ниже залегают карбонатные породы с обильной фауной фораминифер.

На глубине 2500—2503 м встречен известняк органогенно-шламовый, водорослево-фораминиферовый, сильно перекристаллизованный, с неровными заиленными поверхностями наслоения. Местами встречаются известковистые песчаники и глины.

Как видно на сейсмическом профиле (см. фиг. 6), эта скважина находится в повышенной части пологой платформенной структуры в центральной части Южно-Эмбенского регионального гравитационного максимума.

ТЕКТОНИКА

Новые данные по тектонике приводятся в основном для южной окраины востока Прикаспийской впадины, где расположены опорные скважины Тугаракчан и Южно-Эмбенская, и отчасти для Устюрта и района Магатской опорной скважины.

К югу от области распространения типичных соляных куполов, совпадающей с зоной отрицательных значений силы тяжести, располагается зона ее положительных значений, шириной около 80 км, южнее которой снова появляются отрицательные аномалии. Полоса положительных аномалий протягивается в общем направлении с запада-юго-запада на восток-северо-восток, от берега сора Мертвый Култук, в сторону гор Шулькра, Кулюнкулю, Джильтау и далее на северо-восток.

Эта полоса по данным гравиметрии имеет неоднородное строение. В ее пределах могут быть выделены вкрест простирания три подзоны.

1. Находящаяся на севере подзона локальных аномалий, соответствующих пологим соляным куполам с глубоким залеганием соляного ядра типа Азнагул, Табынай, Суешбек. Эти купола на гравиметрической карте выражены либо замкнутыми контурами пониженных положительных значений силы тяжести, либо так называемыми гравитационными «языками». В этой подзоне находится Южно-Эмбенская (Азнагул) опорная скважина № 2.

2. Располагающаяся к югу и юго-востоку подзона крупных положительных аномалий (до +26 мгл) с отчетливо выраженным восточно-северо-восточным простиранием; в этом направлении она прослежена на 240 км, причем ее западное окончание, уходящее под воды Каспия, и продолжение на востоке пока не околтурены. Подзона эта также имеет неоднородное строение; по простиранию она расчленяется на отдельные, обособленные, крупные аномалии (Саргамыс, Тугаракчан) каждая протяженностью около 50 км. В этой подзоне проводится бурение опорной скважины Тугаракчан № 5.

3. Находящаяся между северо-западным чинком Устюрта и берегом сора Мертвый Култук крайняя южная подзона, где изоаномалы протягиваются почти параллельно между собой в восточно-северо-восточном направлении. Значения их постепенно убывают до нуля, а затем приобретают отрицательные отметки. Какие-либо явные локальные аномалии в этой подзоне не установлены.

Геологическая интерпретация всех этих аномалий гравитационного поля облегчается сейсмическими исследованиями. Так, в северной подзоне, по поведению отражающих горизонтов, выявлены и изучены в общих чертах купола Азнагул, Каракыз, Конуспай, Суешбек, Коктюбе, Дарыбай, Табынай.

В центральной подзоне характер гравитационного поля обусловлен приближением к дневной поверхности фундамента и плотных палеозойских пород. Минимальная глубина, на которой они залегают, по данным сейсмике отраженных волн, равна 2400 м в районе опорной скважины № 5, 3100 м к юго-востоку от Суешбека и 3750 м в районе опорной скважины № 2. В разведочной скважине № 3 в урочище Тугаракчан известняки верхнего карбона вскрыты на глубине 2045 м.

С разной степенью детальности намечены два склона этого поднятия: северо-западный и юго-восточный.

К настоящему времени выявлена только часть северо-западного склона палеозойского поднятия, погружающегося в северо-западном направлении; он прослежен пока до глубины в 4400 м (породы мезо-кайнозоя имеют здесь, наоборот, общее падение на юг, в сторону Устюрта). В пределах этого склона происходит выклинивание соленосного комплекса кунгура, а в связи с этим ослабление, а затем и полное затухание соляной тектоники.

Простираение северо-западного склона Тугаракчанского поднятия — одной из крупных структур, выделяющихся в пределах регионального гравитационного максимума, — на отдельных участках меняется на меридиональное, при общем его направлении с юго-запада на северо-восток, что, по видимому, связано с установленными здесь поперечными разломами с амплитудой до 300 м.

Северо-западный склон погружается под углами в 10—15°.

Юго-восточный склон опущен по сбросу с амплитудой в 700—800 м по отражающему горизонту «П»; далее на юг идет очень пологое падение этого горизонта. В пределах этого склона местами развиты пологие антиклинальные поднятия северо-восточного простирания, фиксируемые по отражающим горизонтам «Б» и «В». Свод Тугаракчанского поднятия в изученной части имеет ширину в 3—4 км и ограничен сбросами с севера и юга. Предполагается, что юго-западнее, в Сарагамысе, и к северо-востоку от Тугаракчана будут выявлены близкие по характеру структуры.

Установлена также неоднородность внутреннего строения, а следовательно, и истории формирования отдельных тектонических зон, крупных массивов или глыб, на которые делится область палеозойского поднятия в пределах изученной его части (от Сарагамыса на юго-западе до Дияра на северо-востоке). Эта неоднородность проявляется как по простиранию, так и в поперечном сечении при сопоставлении данных по северо-западному и юго-восточному склонам древнего поднятия. Границы между отдельными крупными участками, выделенными здесь по геофизическим данным в палеозойском и мезозойском комплексах, носят сбросовый характер. В связи с этим необходимо в дальнейшем изучить особенности современных вышшенностей, расположенных в этом районе.

Фактический материал, полученный при бурении разведочной скважины № 3 в Тугаракчане, где средняя юра ложится на верхний карбон, свидетельствует о крупных размывах или о длительных периодах господства континентальных условий, что так или иначе указывает на имевшиеся здесь подъемы значительной амплитуды. Этими подъемами охвачен не

только район, непосредственно прилегающий к скважине № 3, но и значительная площадь южно-эмбенского регионального гравитационного максимума. Амплитуды подъемов и соответственно глубины стратиграфических несогласий могут здесь варьировать в широких пределах (фиг. 7).

В целом же район южноэмбенского регионального гравитационного максимума с каждым годом все отчетливее вырисовывается как полоса крупных платформенных структур со сравнительно спокойным залеганием мезо-кайнозой и верхнего палеозоя, представленных терригенными и карбонатными осадками в платформенных фациях. По имеющимся материалам время возникновения этого древнего поднятия относится, по видимому, к концу карбона — началу перми. В дальнейшем, возможно, будет доказано его еще более раннее появление. Неоднократные неравномерные по амплитуде подъемы отдельных его частей (глыб) в более молодое время отразились на полноте стратиграфических разрезов разных участков. Остается пока совершенно неизученным характер сочленения структур южноэмбенского регионального поднятия со структурами, скрытыми под плато Устюрт.

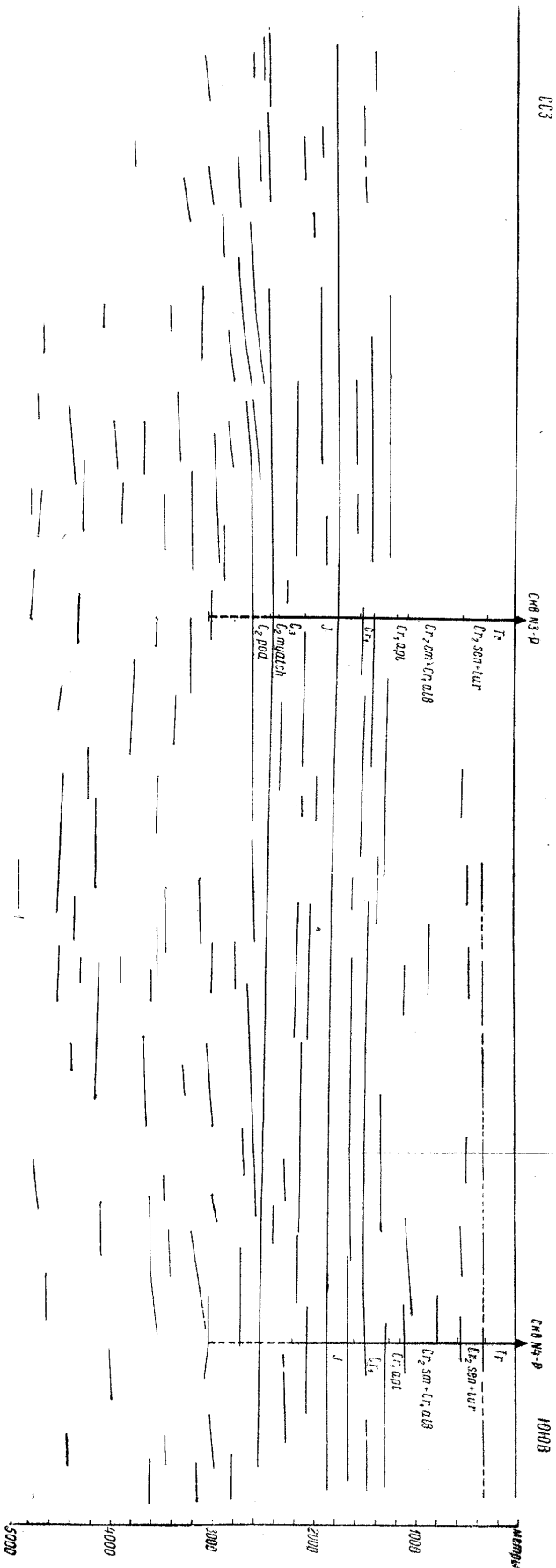
На северо-востоке не наблюдается прямой связи между палеозойскими поднятиями района южноэмбенского регионального гравитационного максимума и складчатыми сооружениями Урала. Это устанавливается по понижению значений положительных аномалий силы тяжести с приближением к Уралу. По мезозою же, например, по подошве неосома в этом направлении продолжается подъем (от Тугаракчана до Дияра) на 600 м.

Наконец, в последней, крайней южной подзоне, между берегом сора Мертвый Култук и северо-западным обрывом Устюрта, параллельное расположение изоаномал силы тяжести и отсутствие здесь заметных локальных аномалий можно объяснить выпадением из разреза соленосной толщи кунгура, которая выклинилась еще в пределах северного склона подсолевого поднятия, а также равномерным, спокойным погружением в южном направлении фундамента и плотных пород палеозоя.

Приведенные выше данные кладут конец всякого рода необоснованным предположениям о погребенных герцинидах на юге Эмбенской области [8].

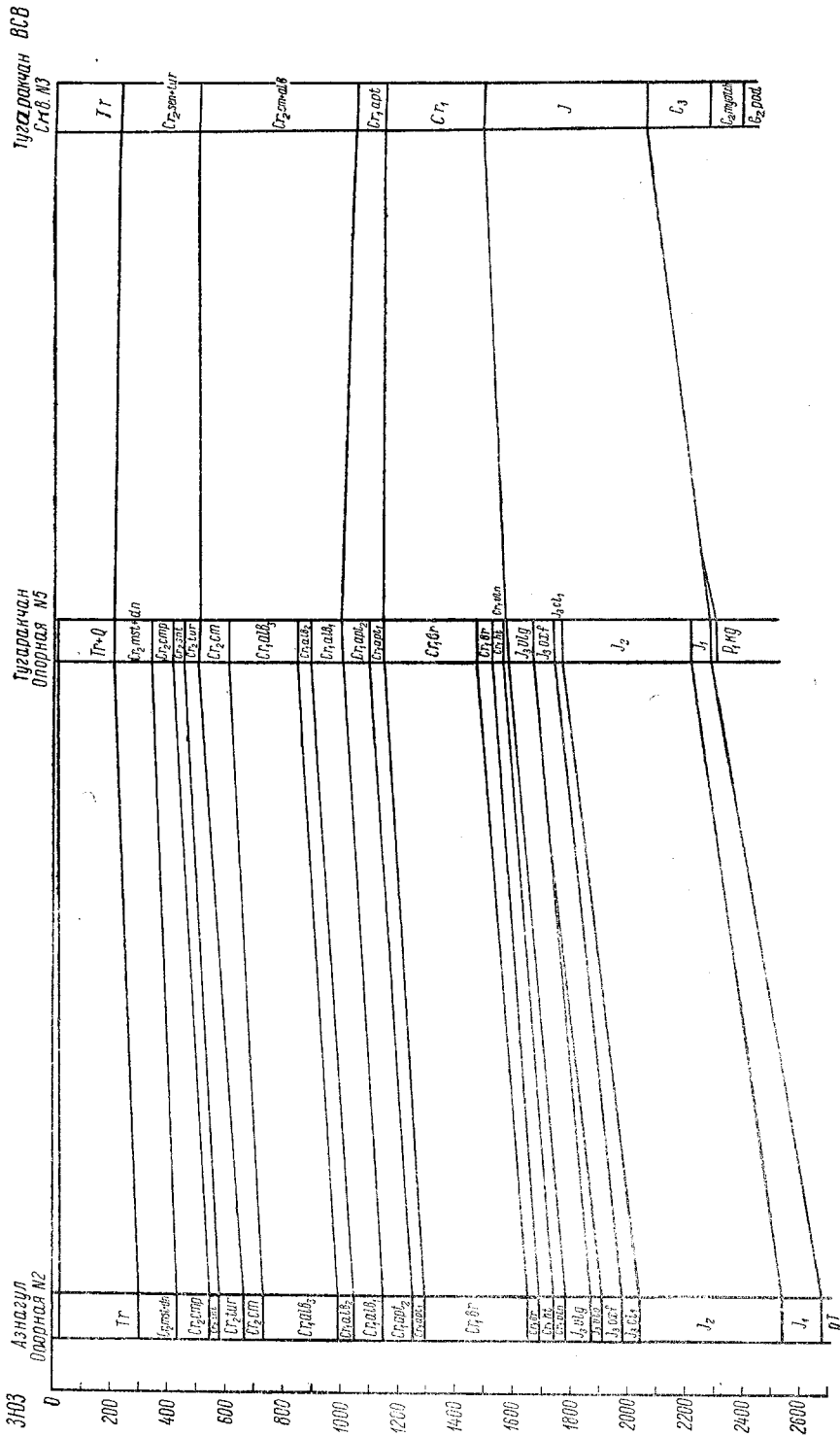
Сведения о строении глубинных частей Устюрта пока крайне ограничены. В обнажениях по обрывам Устюрта можно наблюдать только породы третичного возраста. В пределах северного чинка Устюрта было выявлено антиклинальное поднятие между оврагами Ащеайрык и Аксай, названное Чагамбайским; ось его проходит в районе могилы Курган. Западнее был установлен синклинальный прогиб, названный С. С. Размысловой Масакским. Предполагается, что Чагамбайское поднятие составляет продолжение Чушкакульской складки, поворачивающей на юго-запад. На северо-западном чинке Устюрта, в районе горы Джангелян С. С. Размысловой найдено еще одно поднятие. В районе того же северного чинка, к востоку от урочища Ащиктайбак, на участке гравитационного минимума (—20) сейсмическими работами Т. Ф. Пономаревой (1953 г.) выявлена на двух профилях положительная структура, свод которой находится на глубине 3100 м. Мезозой в этом районе падает в южном направлении.

Вдоль сора Кайдак в обрывах Устюрта на фоне общего падения слоев в северо-восточном направлении в породах миоцена выявлены три террасовидных уступа. По предварительным данным гравитационной съемки на Северном Устюрте на общем фоне отрицательных значений силы тяжести выделяются участки положительных аномалий. Эти аномалии могут свидетельствовать о наличии каких-то структур на глубине. По рекогносцировочным сейсмическим данным здесь также намечаются смятия в третич-



Фиг. 6. Сейсмический профиль через район разведочных скважин Тураракчи № 3 и 4:
I — отражающие горизонты.

Заказ 1193.



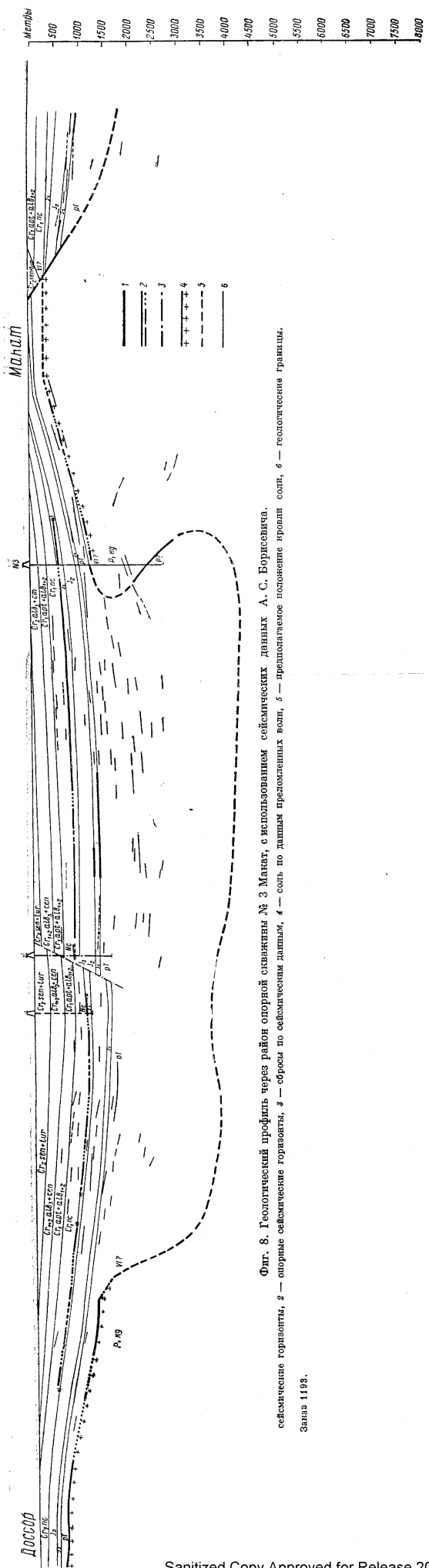
Фиг. 7. Геологический профиль по северо-западному склону Южнозёмбенского поднятия.

ных отложениях и мезозое. Все эти факты свидетельствуют о том, что в мезо-кайнозое Устюрт, как и вся Урало-Эмбенская область, Приаралье, Мангышлак, на фоне общей тенденции к погружению, испытывал неоднократно неравномерно распределенные на площади и различные по интенсивности и амплитуде движения обратного знака, создавшие ряд положительных тектонических форм.

Опорная скважина Макат № 3 и сопутствовавший ей комплекс сейсмических исследований внесли много нового в прежние представления о тектонике соляных куполов Эмбы. Как указывалось, эта скважина бурилась с целью изучения подсолевых отложений на структуре, установленной по данным сейсмике отраженных волн. Однако еще во время проходки скважины в 1951 г. сейсмическими исследованиями было установлено, что подсолевые отложения в районе Маката находятся на глубине около 7000 м, что вполне увязывалось с общей картиной распределения глубин их залегания, показанной на схематической структурной карте подсолевого ложа, составленной главным инженером Казахстанской геофизической конторы М. И. Баренбойм (см. фиг. 2). По его данным, на громадном пространстве от района южноэмбенского максимума на юге и до Индера на севере поверхность подсолевого ложа полого погружается на север и не образует нигде в пределах изученной территории заметных локальных поднятий, что доказывается значительным числом взаимно увязанных наблюдений. Поэтому трудно предположить, что здесь могут оказаться какие-либо выступы высотой в несколько километров, подобные тому, каким ранее представлялась Макатская «подсолевая» структура. Поверхность подсолевого ложа, безусловно, имеет какой-то рельеф (тектонический, эрозионный), но относительные амплитуды местных приподнятых и опущенных в нем участков едва ли превышают несколько сот метров. Поэтому вскрытие подсолевых отложений, предположительно артинских, в этом районе оказалось невозможным. Фактически скважина прошла по обычному для этого района разрезу мела, юры и пермотриаса, пересекла кепрок мощностью около 15 м и затем прошла по галогенной толще около 1200 м; после этого была вскрыта ранее неизвестная в районе толща карбонатных и терригенных пород, полная мощность которых по сейсмическим данным приближается к 2000 м; скважина прошла по этим породам около 300 м (фиг. 8).

По аналогии с другими солянокупольными областями устанавливается, что скважина пересекла здесь соляной карниз (нависающий край соляного ядра), под которым были встречены в нарушенном залегании, с углами падения в 30—40°, породы, точный возраст которых не установлен; это, по всей вероятности, — верхняя пермь или нерасчлененный пермотриас. Возможность образования на эмбенских куполах соляных карнизов находит подтверждение в сейсмических данных по некоторым куполам, например, по Сугуру. Время формирования таких карнизов, повидимому, может быть различным на разных куполах. В случае Маката оно ограничено пермотриасом и может быть приурочено к границе между пермью и триасом (стратиграфия этих отложений только сейчас изучается). В других случаях это могут быть и более молодые образования, например, в Новобогатинском районе. Если бы на Макате нависающий край возник в более молодое время, то он отразился бы на строении более молодых слоев юры и мела.

В литературе по геологии месторождений минеральных солей имеются указания на соответствие условий залегания слоев солей общей форме соляного массива. Простираение и падение слоев каменной соли почти парал-



Фиг. 8. Геологический профиль через район опорной скважины № 3 Манат, с использованием сейсмических данных А. С. Борисевича. сейсмические горизонты, 2 — опорные сейсмические горизонты, 3 — сбросы по сейсмическим данным, 4 — соль по данным преломленных волн, 5 — предполагаемое положение провили соли, 6 — геологические границы.

Заказ 1193.

лельно внешним контурам массива и закономерно изменяется с изменением последних [2].

Замеры углов падения слоев соли в керне опорной скважины показывают, что в верхней части вскрытого разреза соли, на глубине от 1250 до 1440 м, преобладают углы падения в 20—25°; ниже, примерно до глубины 1958 м, часто отмечаются наклоны слоев в 40—60°; затем до глубины 2028 м наблюдаются углы падения до 90° и, наконец, ниже снова преобладают углы не больше 40—45°. Эти замеры могут служить подтверждением того, что скважина пересекла здесь соляной кряж и направление слоистости в соли отражает форму этого соляного выступа. В пользу этого говорит и нахождение между толщей каменной соли и так называемыми «подсолевыми» породами ангидритов, которые могут относиться к кепроку, встреченному здесь в условиях опрокинутого залегания.

Породы, залегающие сбоку от соляного ядра купола ниже известной части разреза, по возрасту могут оказаться близкими или аналогами слоям, вскрытым в Дангарской мульде, где сейсморазведкой и бурением установлен крутой, погребенный под более молодыми отложениями склон соляного ядра. Аналогичные древние погребенные структурные элементы куполов пермотриасового времени, установленные на многих куполах, отражают один из ранних этапов формирования соляных куполов Южно-Эмбенской области. Эти крутые склоны соли в структурном отношении и по условиям образования являются аналогами столь характерных для эмбенских куполов крутых склонов соли, только более древними по времени своего образования и погребенными под несогласно налегающими осадками мезо-кайнозоя.

В связи с проблемой древних куполов следует указать еще на одну форму их проявления. Сейсмическими исследованиями в Дангарской межкупольной зоне, разделяющей купола Танатар, Доссор, Ст. Искине и Тюлегень установлено, что это не простой синклинальный прогиб, а мульда, разделенная сбросами и структурными перешейками на несколько частей; примерно в центральной части мульды, между куполами Танатар и Ст. Искине, выявлен пермотриасовый купол, на котором с размывом и несогласием залегает юра. Юра и вышележащие слои мела сматы значительно слабее пермотриаса и обладают теми же мощностями, что и на окружающих куполах. Мощность пермотриаса достигает здесь 1700 м, являясь значительно большей, чем известные его мощности на куполах.

ЛИТЕРАТУРА

1. Айзенштадт Г. Е.-А. Нижне- и среднесюрские отложения Южной Эмбы. Труды ВНИГРИ, вып. 55, 1951.
2. Иванов А. А. Основы геологии и методика поисков, разведки и оценки месторождений минеральных солей. Госгеолиздат, 1953.
3. Калинин Н. А. К тектонике юго-востока Русской платформы. «Нефть. хоз», № 10, 1954.
4. Колтыпин С. Н. Верхний мел Северной Эмбы. Труды ВНИГРИ, вып. 55, 1951.
5. Малавкина В. С. Определитель спор и пыльцы. Гостоптехиздат, 1949.
6. Никитина Ю. П. Палеогеографические условия осадконакопления в нижнемеловое время в Эмбенской нефтеносной области. БМОИП, отд. геологии, т. XXIII (2), 1948.
7. Соколова Е. И. К стратиграфии верхнеюрских отложений Урало-Эмбенской области. Труды НГРИ, сер. А, вып. 114, 1939.
8. Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сборник памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

Я. С. Эвентов

ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ ПРИКАСПИЙСКОЙ ВПАДИНЫ

Западная часть Прикаспийской впадины принадлежит к числу совершенно закрытых территорий, изучение геологического строения которых возможно лишь с помощью геофизических методов и бурения. Эта обширная степная область располагается между возвышенностью Ергеней, южными отрогами общего Сырта, р. Уралом, северным берегом Каспийского моря и р. Кумой. Общая площадь ее превосходит 250 000 км². С поверхности территория сложена горизонтально залегающими или очень слабо дислоцированными осадками недавних трансгрессий Каспийского моря и лишь в отдельных пунктах здесь обнажены породы перми, мезозоя и третичные.

Геологическое изучение этой территории проводилось И. В. Мушкетовым, П. А. Православлевым, Ф. Ф. Голынцем, А. А. Богдановым, и другими исследователями [29, 30, 8—10, 11, 45—47].

До проведения опорного бурения представления о стратиграфии и тектонике Прикаспийской впадины базировались на ограниченных геологических данных по редким обнаженным участкам и отдельным скважинам, а также на материалах гравиметрических съемок, проведенных на протяжении последних лет. На отдельных участках изучаемой территории была проведена и сейсмическая съемка.

Стратиграфия западной части Прикаспийской впадины была разработана слабо. На основании изучения обнаженных толщ в дислокациях Заволжья и данных бурения в Красноармейске и Озинках было известно строение галогенных и сульфогенных осадков, относящихся, вероятно, к кунгурскому ярусу нижней перми, пестроцветных толщ пермского и триасового возрастов, отложений верхней юры и нижнего мела. Единичные скважины, пробуренные в тридцатых годах нынешнего столетия в Астрахани и Соленом Займище, дополняли эти данные неполными разрезами верхнего мела. В одной из скважин Соленого Займища были вскрыты и в Каменном Яре обнажены осадки палеогена небольшой мощности. Более полное представление существовало о характере отложений плиоцена, которые были вскрыты скважинами во многих пунктах [47].

Территория западной части Прикаспийской впадины рассматривается как опущенная часть Русской платформы с широким развитием соляной тектоники. Лишь крайняя юго-западная часть территории принадлежит иной тектонической зоне, связанной с формированием погребенной складчатой системы на юго-восточном продолжении Донбасса. Представление А. П. Карпинского о существовании здесь зачаточного кряжа поддерживалось впоследствии многими геологами и не находило возражений.

В геологической литературе неоднократно высказывались предположения о сложном строении западной части Прикаспийской впадины, в том числе и районов с соляной тектоникой. В центральных частях впадины

предполагалось наличие глубинного вала, являющегося западным (заволжским) продолжением Хобдинского вала [21, 22], а также существование переходной тектонической полосы между поднятой частью Русской платформы и районами соляной тектоники [46].

Перспективы нефтеносности западной части Прикаспийской впадины расцениваются высоко. Они связаны в первую очередь с юрскими и нижнемеловыми осадками, развитыми как в солянокупольных районах, так и в зоне погребенного кряжа и в переходной тектонической полосе.

В настоящее время в западной части Прикаспийской впадины пробурено семь опорных скважин: Черный Рынок, Артезиан, Джанай, Астрахань, Новоузенск, Аралсор (Эльтон) и Новая Казанка. Из них одна — Артезиан — находится в испытании (фиг. 1).

Опорная скважина Черный Рынок расположена в восточной части Затерекской равнины вблизи ст. Кочубей. Скважина была начата бурением в феврале 1947 г. как разведочная и в разряд опорных была переведена при глубине 2010 м. Впоследствии к югу от этой скважины была заложена опорная скважина Александрийская, а к северу — Артезиан. Таким образом, определилось расположение опорных скважин в северо-западном Прикаспии на одном геологическом профиле.

В ноябре 1947 г. скважина Черный Рынок достигла глубины 3096 м и была остановлена в породах майкопа. Научная обработка материалов этой скважины была сделана В. А. Тилопо и Б. П. Жижченко.

Опорная скважина Артезиан бурилась вблизи ст. Артезиан. Бурение было начато в июне 1949 г. и окончено в 1953 г. Скважина достигла проектной глубины и была остановлена в породах юрской системы на глубине 3529 м. Научная обработка этой скважины проводится В. В. Кузовой.

Джанайская опорная скважина бурилась у ст. Уланхол. Она была заложена на основании анализа результатов бурения опорных скважин Черный Рынок, Артезиан и Астрахань. Бурение ее было начато в апреле 1951 г. и окончено в начале 1953 г. на глубине 3035 м при забое в палеозойских отложениях. Научная обработка материалов проводится М. А. Ясеновой.

Астраханская опорная скважина пробурена на южной окраине г. Астрахани, вблизи Паробичего бугра. Бурение было начато в октябре 1948 г. и окончено в 1951 г. Скважина доведена до глубины 2298 м и остановлена в отложениях артинского яруса. Научная обработка материалов скважины выполнена Я. С. Эвентовым, А. В. Коцелиовичем, Р. Л. Винарской и др.



Фиг. 1. Схема расположения опорных скважин в западной части Прикаспийской впадины: черные кружки — опорные скважины.

Аралсорская (Эльтонская) опорная скважина пробурена к юго-востоку от оз. Эльтон. Первоначально предполагалось заложить эту скважину на Аралсорском региональном максимуме силы тяжести в Заволжье; отсюда и название скважины. В последующем точка для бурения скважины выбрана на погруженной периферической части Эльтонского соляного купола. Бурение начато в июле 1951 г. и окончено в начале 1953 г. Конечная глубина скважины 2006 м; забой в соленосных отложениях пермского возраста. Научная обработка материалов скважины выполнена под руководством Н. И. Усковой. Материалы колонкового дублера, вскрывшего плинтоновые отложения, обработаны Л. В. Демчук и Я. С. Эвентовым.

Новоузенская опорная скважина находится в окрестностях г. Новоузенска. Бурение начато в июне 1949 г. и окончено в 1951 г. при глубине 2986 м; забой скважины в юрских отложениях. Научная обработка материалов выполнена под руководством Н. И. Усковой.

Новоказанская опорная скважина № 4 находится в Джанкалинском районе Западно-Казахстанской области, к востоку от с. Мухор. Скважина начата бурением в июне 1951 г.; бурение прекращено в начале 1953 г. при глубине 1231 м; забой в породах верхнего мела. Научная обработка материалов бурения выполнена Я. С. Эвентовым и Е. Н. Ивановой.

Одновременно с бурением опорных скважин, в нескольких районах западной части Прикаспийской впадины было начато бурение разведочных и колонковых скважин. Ряд разведочных скважин пробурен в одном профиле с опорными скважинами вдоль железнодорожной линии Кизляр—Астрахань. Несколько разведочных и колонковых скважин пробурено в г. Астрахани и его окрестностях, в том числе и на участке у курорта Тинаки.

Эльтонская, Новоузенская и Новоказанская скважины бурились одновременно со скважинами колонкового бурения, заложенными в сводовых частях соляных структур.

Материалы названных выше опорных скважин и послужили основанием для обобщения результатов опорного бурения в настоящей статье. Частично использованы также данные разведочного и колонкового бурения.

Основные выводы, полученные в результате бурения опорных скважин, относятся в первую очередь к стратиграфии и литологической характеристике слагающих толщ. Некоторые важные выводы были получены и по тектонике территории.

СТРАТИГРАФИЯ

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В опорной скважине Джанай от глубины 2475 м до забоя 3035 м была вскрыта толща сильно дислоцированных метаморфизованных пород — глинистых сланцев, аргиллитов, тонкозернистых песчаников, алевролитов и глин. Цвет пород темносерый, почти черный и лишь изредка встречаются прослой, окрашенные в темнобурый и красноватый цвет. В этих породах отмечено большое количество зеркал скольжения и наличие крутых углов надений, иногда достигающих 60—70°. По составу найденных единичных фораминифер и по аналогии с разрезом Песчанокопской опорной скважины и разведочных скважин Куберле и Котельниково, где, по данным Н. Редичкина, А. Я. Дубинского, А. А. Киреева, В. Н. Тихого и других, найдена фауна каменноугольного возраста; породы, вскрытые в Джанайе в интервале 2475—3035 м, условно отнесены к карбону.

В Астраханской опорной скважине породы каменноугольного возраста были вскрыты не в коренном залегании. Среди фаунистически доказанных артинских отложений здесь были встречены прослойки песчаников и гравелитов, содержащих гравийные зерна, а иногда и галечки известняков с микрофауной, указывающей на принадлежность этих обломочных частиц к каменноугольной системе и частично к сакмарскому ярусу пермской системы [19].

Находки фаунистически охарактеризованных обломков каменноугольных пород среди пермских отложений Астрахани позволяют предположить наличие недалеко расположенной области сноса, в строении которой основное участие принимают породы каменноугольного возраста. По всей вероятности, вблизи Астрахани проходила герцинская гряда, служившая источником сноса. Гряда эта находилась к югу от Астрахани, поскольку непосредственно к северу от Астрахани располагается область развития соленосных отложений пермского времени.

Породы, вероятно, каменноугольного возраста, аналогичные вскрытым в Джанайской опорной скважине, обнаружены в разведочных скважинах, пробуренных на поднятии у с. Промысловое. К сожалению, они не изучены вследствие ничтожного отбора керна; не исключен и более молодой возраст данных пород.

В разведочных скважинах Белой Глины (к северо-западу от г. Степной), по данным В. К. Кононенко и Б. А. Волкова, под меловыми отложениями вскрыты глинистые сланцы и некарбонатные глины, также условно отнесенные к карбону.

Возраст метаморфизованных пород, вскрытых в опорных скважинах Ипатовской, Ново-Минской и Песчаноконской¹, также считается каменноугольным, причем в Песчаноконской скважине каменноугольный возраст их доказан фаунистически.

Во всех указанных случаях метаморфизованные породы каменноугольного возраста подстилают мезозойские и третичные осадки. Этим устанавливается наличие в юго-восточных районах Европейской части СССР более молодой платформы, причлененной к Русской докембрийской платформе в результате движений герцинского этапа складчатости.

ПЕРМСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В Астраханской опорной скважине в интервале от 1463 м до забоя (2298 м) вскрыты отложения нижнепермского возраста. Литологически они подразделяются на три толщи, из которых нижняя отнесена к артинскому ярусу, а средняя и верхняя — к кунгурскому.

Артинская толща представлена аргиллитами темносерыми, слюдистыми, неравномерно алевритистыми, алевролитами темносерыми полевошпатово-кварцевыми и песчаниками серыми, плотными, полимиктовыми. В строении верхней части толщи большое участие принимают карбонатные породы, — известняки и мергели. Нередко отмечаются прослойки гравелитов и включения галек. Толща артинских пород по литологической характеристике осадков делится на восемь пачек.

В нижних слоях вскрытой части артинского разреза, в интервале 2234—2234,5 м, отмечена единичная находка *Nodosaria* ex gr. *netschajevi*

¹ Эти скважины находятся к юго-западу от г. Степной (Ставропольский край) за пределами площади, показанной на фиг. 3.

Tscherd. (определение Г. Д. Киреевой). Эта форма встречается от швагеринского горизонта до кунгурского яруса включительно. В верхней части артинского разреза обнаружены: *Marginifera stuckenbergiana* (Krot.), *Chonetina* ex gr. *verneuilliana* Norw. et Pratt., сходная с *C. sinuata* Krot., характерной для артинского яруса Урала, *Camatrophoria* sp. ind., *Punctospirifer* (?) sp. ind. (определения Д. Л. Степанова), обломки *Cladonchonus* (определение Г. С. Порфирьева), *Neopronorites*, *Agathiceras* или *Paragostriaceras* (определения Л. С. Либровича), что доказывает артинский возраст толщи. Среди артинских отложений в гальках и гравийных зернах, как выше было указано, встречены обломки пород с каменноугольной микрофауной. По аналогии с разрезами западного склона Урала, описанная выше толща отнесена к верхней части артинского яруса.

Артинские породы дислоцированы, углы падений в них отмечены до 45°, а в отдельных случаях до 65 и даже до 80°. Передки зеркала скольжения. Кажущаяся мощность вскрытой части артинских отложений Астрахани 346 м.

Артинские отложения Астрахани представляют собой мелководные морские отложения, накопление которых происходило в условиях предгорного прогиба, о чем свидетельствует терригенный состав осадков, их мощность и палеонтологическая характеристика. Эти отложения перекрываются толщей гидрохимических осадков, сложенной преимущественно ангидритами тонкокристаллическими и микрокристаллическими, серыми, слоистыми с заметной примесью карбонатов и глинистого вещества. В средней части этой толщи отмечены слои аргиллитов и мергелей. Общая мощность толщи 68 м. Она отнесена к кунгурскому ярусу.

К кунгуру отнесена также мощная (421 м) толща метаморфизованных терригенных пород — глини аргиллитовидных слюдистых переменнo-алевритовых с карбонатной примесью, тонкослоистых, плотных, темносерых с пропластками и прослоями алевролитов, мергелей, глинистых доломитов и песчаников. Фаунистические остатки, найденные в этой толще, не позволяют точно определить возраст вмещающих пород. В верхней части описанной толщи были найдены остатки ортоцератитов плохой сохранности, часто сплюснутые и раздавленные. По устному заключению В. Н. Шиманского, они принадлежат к роду *Michelinoceras* или *Trematoceras*, возраст которых может быть верхнепалеозойский или триасовый.

Более определенные указания дают результаты изучения пыльцы. По данным С. Н. Наумовой, здесь преобладает комплекс, характерный для кунгурского яруса — пыльца хвойных из группы кордаитов с примесью типа *Gnetaceae* группы *Rhytisaccus* Naum.; пыльца хвойных типа *Pinus*, *Piceae* и *Bennettitales* присутствует в незначительном количестве. В. С. Малавкина определила из этой толщи крупноячеистые и гладкие *Planorbina bulbiferus* (Luber) et Mal., *Subreticozina compacta* Luber, *S. minor* Luber, *Azonalates bulbiferus* Luber в таком же количестве (от 70 до 98%), в каком они встречаются в нижнепермских слоях на Индере.

На основании изложенных выше данных описанные породы отнесены к кунгурскому ярусу. Эти осадки могут рассматриваться как аналоги иреньской и кошелевской свит Юрезано-Сылвенской депрессии [31].

Формирование гидрохимической толщи кунгурского яруса Астрахани происходило в условиях осолоненного лагунного бассейна. Терригенная толща кунгурского яруса отлагалась в мелководном морском бассейне,

относительно удаленном от источников сноса и имевшем ограниченную связь с открытым морем.

В Астрахани ангидритовая пачка составляет нижнюю часть разреза, отнесенного к кунгурскому ярусу. Гидрохимические осадки, вероятно, кунгурского возраста известны и в других районах западной части Прикаспийской впадины — в Эльтоне, Баскунчаке, Малом Богдо, Красноармейске и Новой Казанке. Они слагаются каменной солью, ангидритами и гипсами, причем, как правило, каменная соль перекрывается гипсами и ангидритами. Полная мощность каменной соли нигде не установлена. В Красноармейске вскрытая мощность ее 700 м, а в Баскунчаке и Озинках 324 м. Каменная соль была обнаружена и в непосредственной близости к Астрахани — в разведочном районе Азау, где вскрытая ее мощность составляет 715 м. В Эльтонской опорной скважине вскрытая мощность ангидритов и соли — 17 м.

Выше гидрохимические осадки перекрываются пачкой красноцветных глин, чередующихся с мелкозернистыми песчаниками. Эта пачка вскрыта в интервале 1966—1989 м; ее мощность 23 м. Условно она отнесена к уфимской свите.

Выше в Эльтонской опорной скважине, в интервале 1819—1966 м, вскрыта пачка доломитов светлых и желтоватых, а также глин серых с прослоями известняков. Мощность пачки 147 м; она перекрывается осадками юрского возраста.

По всей вероятности, эти породы принадлежат к казанскому ярусу. Фаунистически доказанные породы казанского яруса обнаружены в одной из колонковых скважин, пробуренных в окрестностях оз. Эльтон. В этой скважине под юрскими породами вскрыта пачка доломитов, глин и известняков, в которой встречены створки раковинки *Pseudomonotis elegantula* Netsch. (определение Е. М. Люткевича). Это позволяет отнести к верхнеказанскому подъярусу также доломитово-глинистую пачку, вскрытую в опорной скважине.

Отложения казанского яруса, представленные в основном известково-доломитовыми породами, известны еще в нескольких пунктах нижнего Поволжья. В Красноармейске к этому возрасту предположительно отнесены доломиты, вскрытые в одной из глубоких скважин. В районе горы Малое Богдо видимая мощность песчаников и известняков казанского возраста достигает 128 м. Возможно, что к казанскому ярусу принадлежат известняки, доломиты и песчаники, вскрытые в Озинках [13] над каменной солью, их мощность от 5 до 75 м.

Породы казанского яруса в западной части Прикаспийской впадины перекрываются пестроцветными, главным образом красноцветными глинами с подчиненными слоями песчаников и мергелей, большей частью лишенных органических остатков. Детальной стратиграфической разбивке эти породы были подвергнуты только в Баскунчаке. Во всех других пунктах они объединены в единую толщу пермотриаса.

В основании разреза на горе Большое Богдо, в окрестностях Баскунчака, залегает отнесенная к татарскому ярусу верхней перми мощная однообразная толща красно-бурых, песчаных известковистых глин, участками переходящих в плотные мергели с прослоями светлозеленых песчаных глин и рыхлых алевролитов. Мощность ее 220 м.

У подножия горы пестроцветы с угловым несогласием ложатся на кунгурские гипсы; сверху они нормально контактируют с песчаниками бузулукской свиты нижнего триаса.

В разведочных скважинах Красного Кута, Красноармейска и Озинок к объединенной толще пермотриаса отнесено переслаивание пестроцветных мергелей, песков и песчаников. Вскрытая мощность ее в Красном Куте 379 м и в Красноармейске 320 м.

ТРИАСОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В результате опорного бурения не получено новых данных по характеристике триасовых осадков. Обнаженная на горе Большое Богдо, в окрестностях оз. Баскунчак, толща нижнетриасовых отложений делится на ярусы — ветлужский и баскунчакский. Ветлужский ярус, в свою очередь, делится на свиты — бузулукскую и тананыкскую.

Бузулукская свита характеризуется разноокрашенными — красноватыми, сероватыми, желтоватыми косослоистыми разнозернистыми песчаниками, содержащими прослой с кварцевыми гальками; мощность свиты 90 м.

На бузулукские песчаники с четко выраженным контактом ложится пестроцветная глинистая толща тананыкской свиты, сложенная красными и голубовато-серыми глинами и алевролитами; мощность ее 86 м.

Тананыкские пестроцветы постепенно переходят в нормальную морскую пачку баскунчакского яруса, охарактеризованную фауной нижнетриасового возраста. Эта пачка описана в работах многих авторов. Для пачки характерны зеленовато-серые пластичные известковистые глины, переслаивающиеся с прослоями розовато-серых, крепких органогенных известняков. Мощность пачки, по данным В. Д. Ильина и Л. А. Бояриновой, 170 м.

По мнению Н. И. Усковой, сероцветные породы — алевролиты, пески и глины, вскрытые в Эльтонской (Аралсорской) опорной скважине в интервале 1719—1819 м, — принадлежат к верхнему триасу.

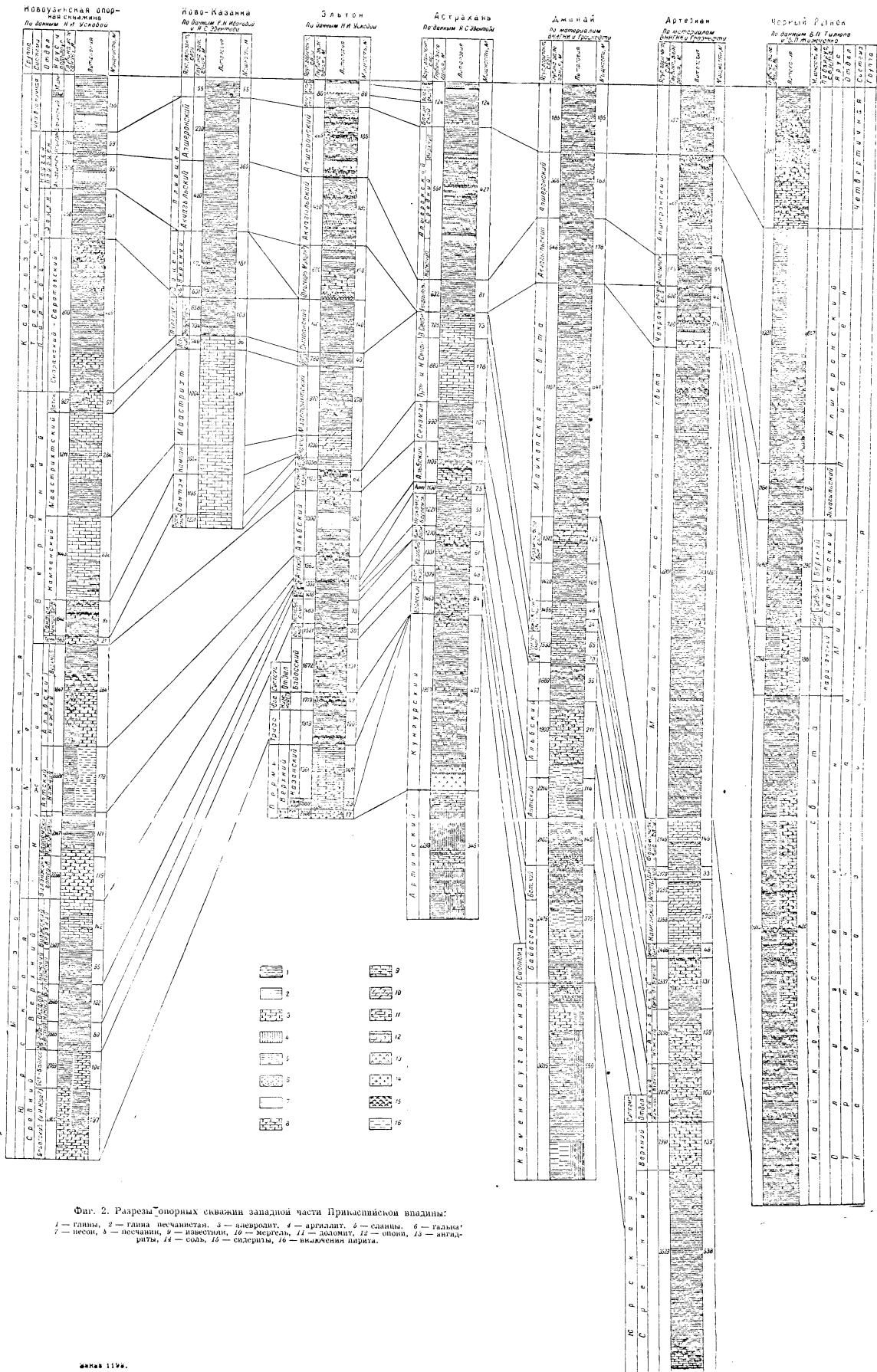
ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

По данным Н. И. Усковой, в опорной скважине Новоузенска условно к нижней (?) юре отнесена пачка песчаников, вскрытая в интервале 2815—2906 м. В Эльтонской (Аралсорской) опорной скважине к нижней юре также условно отнесена пачка алевролитов и песков с глубины 1672—1719 м.

Есть основания считать, что отнесение этих пород к нижней юре сделано неправильно; возможно, что они принадлежат к средней юре.

Среднеюрские породы вскрыты во всех опорных скважинах, пробуренных в западной части Прикаспийской впадины, за исключением Новоказанской, не доведенной до юрских отложений (фиг. 2).

Основную часть среднеюрского разреза составляют темные глины с растительными остатками, переслаивающиеся с прослоями песчаников и песков. Для нижней части разреза отмечается большая песчанность осадков. В северо-западной части впадины, в разрезах средней юры имеют распространение тонкие прослой известняков и мергелей. Среднеюрский возраст пород определяется находками видов *Parkinsonia parkinsoni* Вог., *Pseudomonotis doneziana* Вог. в Новоузенске; *Pseudomonotis doneziana* Вог. в Эльтоне; *Cristellaria* aff. *varians* Вогнст и пп в Астрахани и *Ammodiscus baticus* Дайн в Эльтоне и других пунктах.



Фиг. 2. Разрезы опорных сваях западной части Прикаспийской впадины:
1 — глина, 2 — глина песчаная, 3 — алевролит, 4 — аргиллит, 5 — сланцы, 6 — галлы,
7 — песок, 8 — известняк, 9 — мергель, 10 — доломит, 11 — опол, 12 — ангидрид,
13 — соля, 14 — сидерит, 15 — выделенная порода.

Нижняя песчанистая часть среднеюрского разреза отвечает, как правило, байосскому ярусу, верхняя более глинистая — батскому. Это расчленение на ярусы не всегда удастся произвести.

В Астрахани, в байосском ярусе выделяются две пачки: нижняя — песчаная и верхняя — глинистая. Нижняя представлена светлосерыми тонкозернистыми и среднезернистыми песчаниками, с прослоями темносерых алевролитистых глин и светлосерых алевролитов. Для всей этой пачки характерно наличие обуглившихся растительных остатков. Верхняя пачка складывается глинами испельно-серыми плотными с растительными остатками и пиритом, с тошкими прослойками песчаников. В верхней пачке встречены: *Pecten* sp. ind., *P. (Entolium) cf. vitrens* Roem., *Posidonomya buchi* Roem., *Phenodesmia* (?) sp. ind., *Oxytoma* sp. ind., *Tancredia* sp., *Pseudomonotis* (?) sp., *Anomia* sp. и другие формы.

Следует отметить условность отнесения описанных выше пачек к байосскому ярусу, так как ни одна из перечисленных форм не позволяет достоверно установить возраст вмещающих пород. Граница между байосским и батским ярусом проводится по появлению микрофауны, в том числе вида *Ammodiscus baticus* Daip и новых форм макрофауны, в частности по появлению *Nucula calliope* Orb. Мощность байосского яруса 84 м.

В основании батского яруса залегают глины темносерые, иногда черные, алевроитовые, плотные, тонкополосчатые, с обуглившимися остатками растений. В них встречаются *Nucula calliope* Orb., *Ammodiscus baticus* Daip и ряд видов *Cristellaria*.

Выше залегает глинисто-песчано-алевритовая пачка, в которой встречена *Ammodiscus* sp. Мощность батского яруса 48 м. Общая мощность средней юры в Астрахани 132 м.

В опорной скважине Новоузенска условно к средней юре (?) отнесена пачка кварцевых песчаников серых глинистых, известковистых, содержащих тонкие прослойки глин и алевроитов, растительные остатки и гнезда пирита. Фауны в них не найдено. В составе спор и пыльцы отмечаются: *Circulina funifera* Mal., *Cardio angulina* Mal., *Bucculina* sp., *Auritulina* Mal., *Cycaelophuta* Mal., *Triportina*, Mal., *Triangulina spinosella* Mal.

Не исключено, что самая нижняя часть пачки, имеющая мощность 60 м и содержащая споры и пыльцу *Caliendrina favosa* Mal., *Rotinella trisepta* sp. n. Mal., *Mataniacea*, принадлежит к нижней юре.

Выше, по данным Н. И. Усковой, залегает пачка глин темносерых, слабо слюдистых, алевроитистых, реже песчанистых, с многочисленными обуглившимися растительными остатками, с гнездами пирита. Среди глин встречаются прослойки сидеритов, песчаников и алевролита. Обнаружены *Pseudomonotis doneziana* Vog., *Parkinsonia parkinsoni* и фораминиферы. Верхняя часть этой пачки принадлежит, вероятно, к батскому ярусу. Ее мощность 137 м.

Вскрытая мощность среднеюрских пород в Новоузенске 301 м (в случае отнесения нижней части разреза к нижней юре, мощность средней юры составит 241 м).

В Эльтонской (Аралсорской) опорной скважине, по данным Н. И. Усковой, к байосскому ярусу отнесена пачка чередующихся алевролитов и глин с прослоем кварцевого песчаника, а к батскому — темносерые алевролиты, глины и песчаники. Общая мощность 189 м. Возможно, что мощность увеличится за счет алевролитов и песков, условно отнесенных к нижней

юре, и составит в общем 236 м. Аналогичная мощность (239 м) отмечена для пород байосского и батского ярусов, вскрытых в колонковых скважинах, где эти породы лучше изучены и более полно фаунистически охарактеризованы. Среднеюрские породы представлены в этих скважинах главным образом глинами, чередующимися с пластами известняков и песчаников; встречаются *Pseudomonotis doneziana* Вог., *Nucula sona* Вог., различные виды *Cristellaria* и другая фауна, много растительного детрита.

В опорной скважине Джанай на сильно дислоцированном и метаморфизованном палеозойском основании залегают толща терригенных пород, отнесенных к средней юре. Их мощность 315 м. Общими чертами для всех литологических разностей является часто наблюдающаяся тонкая слоистость, слабая карбонатность, наличие большого количества обуглившегося растительного детрита и сильная пиритизация.

Разрез средней юры в Артезиане полностью не вскрыт, и пройденная мощность этих отложений приблизительно достигает 540 м. В этом районе среднеюрские отложения представлены глинами темносерыми известковистыми, с обуглившимися растительными остатками и зернами пирита; встречаются прослойки известковистых песчаников, грязносерых мергелей, светлосерых кварцевых алевролитов и включения галек кремня. В глинах встречены *Cristellaria* и другие фораминиферы.

Аналогичные разрезы средней юры отмечаются для районов Красноармейска и Красного Кута.

В разрезе Черной речки, по данным В. С. Милидиной, средняя юра сложена чередующимися слоями глин серых, буровато-серых, бурых, известковистых, часто тонкослоистых, с прослойками светлосерых тонкозернистых песков, мелкозернистых известковистых песчаников и редкими пропластками сидеритов; много обуглившихся стеблей, корней и других мелких частиц растений. Максимальная мощность 436 м.

Среднеюрская толща в колонковых скважинах Новой Казанки представлена глинами темносерыми песчанистыми, слюдястыми, с растительными остатками и прослоями крепких песчаников; вскрытая мощность 230—255 м.

В отличие от восточных районов Прикаспийской впадины, для которых характерны повышенные мощности среднеюрского отдела, изменчивость разреза и высокое участие обуглившегося растительного материала и где среднеюрские отложения образовывались, вероятно, в полузамкнутых водоемах типа лагун, среднеюрские осадки западной части впадины относятся к морским образованиям. Переход от лагунно-морских фаций к морским уловить не удается, за отсутствием данных по площади между р. Урал и линией Новоузенск—Новая Казанка.

Морской бассейн западной части Прикаспийской впадины был мелководным с характерной для него восстановительной средой. Появление прослоев карбонатных пород указывает на то, что в отдельных участках бассейн приобретал черты открытого моря.

Отмечается также общее сходство в ассоциации минералов для всей территории Прикаспийской впадины, начиная от Южно-Эмбенской области и до района Артезиана и Красноармейска. Наиболее распространенными минералами тяжелой фракции из прозрачных являются минералы группы устойчивых (гранат, турмалин и др.) и титанистые (анатаз, сфен, брукит). Из непрозрачных рудных минералов распространены пирит черные рудные.

Преобладание группы устойчивых минералов свидетельствует о глубоком и длительном выветривании каких-то более древних пород. Титанистые минералы, наряду с аутигенным, могут иметь и терригенное происхождение (за счет разрушения глинистых сланцев и метаморфических пород). Для среднеюрских пород многих районов характерны плохая окатанность большинства кварцевых зерен, их зубчатая форма, что должно рассматриваться как результат выветривания кварцитов.

Большая мощность средней юры в Джанае объясняется, вероятно, тем, что район этот имел наибольшее погружение. Возможно, что это связано с формированием поднятия, существовавшего в мезозойскую эру к югу от Джанае; указанное поднятие, возможно, служило источником сноса для мезозойских отложений западной части Прикаспийской впадины.

Таким образом, есть основания предполагать, что в среднеюрский эпиконтинентальный бассейн поступал терригенный материал, генетически связанный с существовавшими в то время поднятыми массивами, сложенными метаморфическими породами. Как известно, для Урало-Эмбенской области снос материалов предполагается с Урала. Для южных участков западной части Прикаспийской впадины следует предполагать более близкий источник сноса, по возрасту аналогичный Уральскому. Речь идет о герцинском складчатом сооружении, существование которого отмечается для южных районов исследованной территории. Можно предположить, что влияние этого источника сноса должно было сказаться и в Урало-Эмбенской области.

Осадки верхнеюрского отдела, вскрытые в опорных и разведочных скважинах, пробуренных в западной части Прикаспийской впадины, по составу фауны и микрофауны расчленяются на ярусы — келловейский, оксфордский, кимериджский, нижневожский. Верхневожский ярус в западной части Прикаспийской впадины, вероятно, отсутствует.

Келловейские отложения слагаются глинами темносерыми, иногда в верхней части с зеленоватым оттенком, пиритизированными, с сидеритом в некоторых разрезах, с прослоями мергелей и песчаников с *Cosmoceras transitionis* N i k., *C. spinosum* S o m., *C. ornatum* S c h l o t h., *C. cf. guillemi* S o w., *Nucula calliope* O r b., *Quenstedticeras lamberti* S o w., *C. cf. mariae* O r b. и большим количеством микрофауны, позволившей иногда расчленить келловей на три подъяруса — нижний, средний и верхний.

В опорной скважине Новоузенска, где разрез келловейского яруса был вскрыт наиболее полно, по данным Н. И. Усковой, к нижнему келловей относятся темносерые глины с прослоем сидерита и с отпечатками *Macrocephalites*; средний келловей выражен мергелями темносерыми алевроитистыми, с гнездами пирита, с *Posidonia ornati* Q u e n s t., *Nucula caecilia* O r b., *Hecticoceras cf. brighti* P r a t t., *Cristellaria cidaris* C o s. и другой фауной; верхний келловей представлен глинами темносерыми с прослоями мергеля с *Hecticoceras*, *Pecten* и другой фауной. Мощность келловейского яруса в Новоузенске 80 м.

Близкими описанному являются разрезы Красного Кута и южных отрогов Общего Сырта.

В Эльтонской (Аралсорской) опорной скважине разрез келловейского яруса является неполным и имеет мощность 73 м. Более полный разрез вскрыт в крелиусных скважинах и в окрестностях оз. Эльтон, на горе Улаган, где общая мощность фаунистически представленных глин келловейского яруса составляет 170 м.

В опорной скважине Астрахани келловей слагается глинами темно-серыми алевритовыми с прослоями песчаников, известняков и сидеритов. В них встречены: *Pecten (Camponectes) lens* S o w., *Pseudomonotis echinata* var. *subechinata* L a h., *Inoceramus* sp., *Aucella* sp., а также *Cristellaria* aff. *russiensis* M j a t l., *C. erucaeformis* W i s c h n., *C. uhligi* W i s c h n., *C. aff. oppeli* S c h w a g e r и другие формы. Мощность 61 м.

В опорных скважинах Джанай и Артезиан осадки верхней юры выделены условно, по предварительным данным, без разбивки на ярусы. В приводимых ниже разрезах верхней юры нижняя часть может отвечать осадкам келловейского века.

К верхней юре в Джанае отнесены глины темносерые, местами обогащенные песчано-алевритовым материалом, с обуглившимися растительными остатками, с единичными прослойками глинистого песчаника и алевролиты серые, кварцевые, глинистые, содержащие прослой глин и мергеля. В них встречены: *Cristellaria* sp. aff. *samarensis* M j a t l., *C. inflata* W i s c h n., *C. aff. subgaleata* W i s c h n., *Fronicularia* и другие, а также остракоды. Общая мощность 146 м.

В опорной скважине Артезиан в нижней части толщи, условно отнесенной к верхней юре, залегает пачка песчаников серых, крепких, кварцевых. Песчаники перекрываются толщиной серых и светлосерых мелкозернистых доломитов, иногда неяснослоистых с растительными обуглившимися остатками.

В слое тонкозернистого глинистого сидеритизированного доломита в основании этой пачки наблюдались железистые оолиты. Доломиты сменяются небольшой пачкой серых органогенно-обломочных, оолитовых известняков. Мощность 135 м.

О характере осадков оксфордского, кимериджского и нижневолжского веков данных имеется немного. Осадки оксфордского века изучены в опорной скважине Новоузенска и в окрестностях оз. Эльтон, на горе Улаган.

В Новоузенске мощность оксфорда достигает максимальной величины для отложений этого возраста и составляет 102 м. Этот ярус слагают глины темносерые слюдистые, песчанистые, известковистые, с гальками фосфоритов, редкими гнездами пирита. В нижней части встречены *Cardioceras cordatum* S o w. и *C. cf. alternans* B u c h, что позволяет выделить оба подъяруса оксфорда — нижний и верхний. В породах оксфорда встречены также следующие виды микрофауны: *Orthella paalzowi* B y k o v a, *Paalzowella scalariformis* (P a a l.), *Epistomina volgensis* M. Мощность оксфордского яруса на горе Улаган 13 м.

По данным И. И. Кожевникова, вдоль северного борта Прикаспийской впадины оксфорд представлен глинами с прослоями мергелей и с фосфоритами. Мощность его 7—36 м.

Кимериджские осадки известны лишь в окрестностях оз. Эльтон и в районах, прилегающих к южным отрогам Общего Сырта. На горе Улаган, на восточном берегу оз. Эльтон, на мергелях оксфорда залегают известняки белые с *Exogyra virgula* G o l d f. и фосфоритовым горизонтом в основании; выше — темные глины с фосфоритовой галькой в кровле. Мощность 32 м. На западном берегу оз. Эльтон осадки этого яруса замещаются слоем фосфоритовой гальки мощностью 0,5 м; в опорной скважине оксфордские отложения не выделены.

В южных отрогах Общего Сырта, вдоль северного борта Прикаспий-

ской впадины, по данным И. И. Кожевникова, кимериджский ярус слагается светлыми песчанистыми глинами мощностью до 20 м.

Отсутствие кимериджских отложений во многих районах западной части Прикаспийской впадины можно объяснить широко распространенным процессом последующего размыва, о чем свидетельствует встречаемая в верхах оксфорда галька фосфорита.

Нижневожжский ярус в опорной скважине Новоузенска делится на две зоны. Нижняя зона с *Pavlovia panderi* слагается глинами с прослоями алевролитов и горючих сланцев. Верхняя зона с *Virgatites virgatus* представлена известняками с прослоями глин и песчаников. Общая мощность яруса 237 м.

К осадкам нижневожжского яруса в окрестностях оз. Эльтон отнесены темноцветные глины с прослоями песчаников и известняков с фауной, общей мощностью 62 м. Мощность их в опорной скважине 17 м.

В опорной скважине Астрахани к нижневожжскому ярусу отнесены глины, песчаники и мергели с *Astarte cf. ovoides* В и с h, *Aucella* sp., *Nucula* sp. и другой фауной; мощность их 49 м.

По данным И. И. Кожевникова, в районах, тяготеющих к северному борту западной части Прикаспийской впадины, зона с *Pavlovia panderi* характеризуется чередованием глин серых и сланцев горючих; мощность их от 15 до 50 м. К зоне с *Virgatites virgatus* отнесено чередование мергелей, песчаников и глин, общей мощностью 15—45 м.

В районе Черной Речки, по данным В. С. Милициной, верхнеюрские отложения представлены глинами, сланцами, мергелями и редко известняками с *Astarte* sp., *A. cf. duboisiana* O r b., *Nucula* sp., *Virgatites scythicus* W i s h n.

Несмотря на отрывочный характер данных, нетрудно заметить общий глинистый характер верхнеюрских осадков в западной части Прикаспийской впадины. Исключение составляет лишь район Артезиана, где осадки, предположительно отнесенные к верхней юре, представлены доломитами, с подчиненным значением глин и органогенных известняков с оолитами.

Верхнеюрская эпоха на территории Нижнего Заволжья характеризуется режимом открытого моря, о чем свидетельствует обильная фауна брахиопод, аммонитов и пелеципод и участие в разрезе известковистых глин и известняков.

Келловейский бассейн был относительно спокойным. Условия осадкообразования для оксфордского, кимериджского и нижневожжского веков были иными и находились, вероятно, в прямой связи с общим мелководным характером бассейна и непостоянством направления течений, что, в свою очередь, явилось следствием общих тектонических движений, происходивших в соседних областях, а также локальных подвижек, вызванных в пределах Прикаспийской впадины ростом соляных куполов. Этим и определяется относительное разнообразие послекелловейских верхнеюрских разрезов, богатство их желваками фосфоритов и выпадение из разрезов в некоторых районах целых стратиграфических единиц.

МЕЛОВЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Опорное бурение позволило разработать стратиграфию меловых отложений с достаточной полнотой.

В опорной скважине Новоузенска вскрыт наиболее полный разрез неокома. По данным Н. И. Усковой, к валанжину и нижней части готерива

в этой скважине отнесены темносерые пелитоморфные глинистые известняки, чередующиеся с серыми известковистыми глинистыми кварцевыми песчаниками, а также песчаниками кварцево-глауконитовыми. Мощность их 119 м. В них найдены: *Aucella* sp., *Avicula* sp., *Bathraspira* sp. ind. и споры.

В основании нижнего баррема залегает песчаник темносерый, слюдисто-глауконитовый, тонкозернистый, глинистый. Основную часть нижнего баррема составляют глины серые, слюдистые, алевролитистые с прослоями крепких алевролитов. Здесь встречены: *Verneuilina neocomiensis* M j a t l., *Haplophragmoides nonioninoides* R e u s s, *Ammobaculites* ex gr. *subaequalis* M j a t l.

Верхний баррем представлен глинами слюдистыми, слегка алевролитистыми с прослоями сидерита и глинистого известняка. Среди других видов микрофауны в них обнаружены: *Discorbis barremicus* M j a t l., *Gyroidina sokolovae* M j a t l.

Мощность баррема 121 м; в том числе нижнего баррема 45 м и верхнего 76 м. Общая мощность неокома в Новоузенске 240 м.

В опорной скважине Астрахани неоком слагается глинами темносерыми, с прослоями песчаников; в верхней части залегают песчаники темносерые, полевошпатовые, кварцевые; мощность 74 м.

На Эльтонском соляном куполе темные глины неокомского возраста, содержащие прослой песка и в основании фосфоритовую гальку, имеют мощность 13 м. В опорной Эльтонской скважине к неокому относят серые слюдистые алевролиты, глины и песчаники мощностью 17 м.

В опорных скважинах Джанай и Артезиан неоком, вероятно, не вскрыт. Юрские слои в этих скважинах перекрываются породами с фауной нижнего апта.

Для характеристики неокома западной части Прикаспийской впадины наибольший интерес представляет разрез Красноармейска. В этом районе неоком выделен условно. В одной из скважин здесь обнаружена толща красноцветных пород, ниже которых вскрыты юрские отложения, что дало основание, по аналогии с Эмбенской областью, отнести красноцветные породы к неокому.

В общем неоком в Красноармейске слагается серыми известковистыми глинами, тонкозернистыми песками и краснобурими глинами; мощность от 93 до 128 м. В красноцветных породах встречены споры и пыльца нижнемелового или верхнеюрского возраста. В нижней части неокома вскрыты прослой песчаника и конгломерата. Последний на каротажной диаграмме характеризуется пикой высоких сопротивлений и может рассматриваться как аналог конгломерата, прослеживаемого повсюду в Поволжье на контакте юрской и меловой систем. Красноцветные породы, вероятно неокомского возраста, вскрыты в одной из крелиусных скважин, пробуренных в районе Песчаного.

В Промысловом разрезе нижнего мела не расчленен; общая мощность глин и песчаников нижнего мела в этом районе 200 м.

По данным В. С. Милицыной, на соляном куполе Черная Речка осадки неокома, в которых выделяются валанжин, готерив и баррем, несогласно с размывом залегают на верхней или средней юре. Готерив-барремский комплекс пород на Черной Речке, как и в других местах на Южной Эмбе, разделяется на четыре свиты (снизу вверх):

- | | |
|----------------------------|------------------|
| 1) пелециподовая свита | } нижний неоком, |
| 2) песчано-глинистая свита | |

- 3) горизонт песков
4) пестроцветная свита } верхний неоком,

Валанжинские образования выражены глинами серыми, зеленоватыми, плотными, слоистыми, известковистыми, с включением песка; в нижней части мергель. Общая мощность их 6 м.

Граница между свитами пелециподовой и песчано-глинистой устанавливается с трудом: описание этих двух свит дается вместе. Объединенную толщу слагают глины темносерые и зеленовато-серые, плотные, иногда известковистые, песчаные, мергели зеленовато-серые, крепкие, песчаники темносерые, зеленовато-серые, крепкие с мелкими остатками обуглившихся растений. В глинах часто встречаются: *Nuculana scapha* O r b., *Nucula cornueliana* O r b., *N. cf. planata* D e s h., *Pecten cf. aratereensis* L o r., *Astarte subcostata* O r b. Мощность пелециподовой и песчано-глинистой свит 91—98 м.

Вышележащую свиту слагают мелкозернистые пески и песчаники мощностью 20 м.

Породы пестроцветной свиты представлены преимущественно зелеными глинами и песками, мощностью 58—65 м.

Для большинства неокомских разрезов характерно наличие песчаных осадков, с фосфоритами в нижней части, и перекрытие песчаных осадков глинистыми, содержащими прослой сидерита и невыдержанные прослой песков и песчаников. По всей вероятности, образование неокомских пород происходило в условиях мелкого моря. В восточных районах Прикаспийской впадины к концу неокомского века шло обмеление бассейна с отложением пестроцветных континентальных пород. Красноцветы Красноармейска объяснить трудно, так как они отмечены в нижней части неокома; появление их может быть связано с континентальным режимом в западной части впадины в начале неокомского века.

В опорной скважине Новоузенска, по данным Н. И. Усковой, к аптскому ярусу отнесена толща темносерых плотных глин и алевролитов, переходящих местами в глинистые известковистые песчаники с прослоями алевролитов и известняков. Встречается фауна *Deshayesites deshayesi* L e u m., *Aconeceras trautscholdi* S i n z., *Cucculaea aff. cornuelli* O r b. и др. Мощность 179 м.

В окрестностях озер Эльтон и Баскунчак аптские отложения изучены в колонковых скважинах; кроме того, песчаники аптского яруса с *Gervillia forberiana* O r b., *Venilicardia* sp. ex gr., *V. triangulata* M o r d v. и с другой фауной обнажены на западном берегу оз. Баскунчак. В нижней части апта отмечается пачка серых и зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песчаников с прослоями глин, известняков и алевролитов. Выше залегает толща темносерых, почти черных глин и песков. Мощность 169—178 м.

В опорной скважине Астрахани апт сложен темносерыми алевролитистыми глинами с *Deshayesites deshayesi* L e u m., *Aconeceras trautscholdi* S i n z. и другой фауной. Мощность 25 м. Не исключено, что мощность апта фактически больше, так как песчано-глинистые породы этой скважины пройдены без отбора керн и условно отнесены к неокому.

Песчано-глинистые породы апта встречены и в других местах Заволжья, в частности, в районах Красного Кута и Николаевского.

Фаунистическая характеристика описанных выше разрезов позволяет отнести их к нижнему апту (зона с *Deshayesites deshayesi*).

В опорной скважине Артезиан, по данным Т. А. Мордвилко, выделяются нижний апт и верхний апт. Аптские отложения залегают, вероятно,

трансгрессивно на породах юры. К нижнему апту отнесены серые песчаники, алевролиты и темносерые глины с *Nuculana pseudomariae* Nik., *N. sp. ex gr.*, *N. scapha* Orb., *Astarte cf. striatocostata* Orb., *Deshayesites dechyi* Parp., *Aconeceras trautscholdi* Sinz. и *Trigonia caudata* Ag. В основании этих пород отмечен конгломерат из кварцевых галек. Мощность нижнего апта 95 м.

Верхний апт сложен темносерыми глинами и кварцево-глауконитовыми песчаниками с *Nucula pectinata* Sow. var. *caucasica* Mordv., *Cardita fenestrata* Forb., *Grammatodon kchintensis* Mordv. (определения Т. А. Мордвилко). Мощность 68 м.

В опорной скважине Джанай аптские отложения также, вероятно, контактируют с юрскими. Нижний апт представлен алевролитами и глинами с *Panopaea gurgilis* Bronn. var. *plicata* Sow., *Deshayesites deshayesi* (*D. dechyi* Parp. ?) Leym., *Corbula juliae* Mordv., *Grammatodon cf. kchintensis* Mordv., *Pecten sp. ex gr. P. gaultinus* Woods, *Astarte subcostata* Orb. и другими (определения Т. А. Мордвилко). Мощность 114 м.

Вышележащую толщу серых алевролитов, темносерых глин и зеленовато-серых кварцево-глауконитовых песчаников, мощностью 211 м, Т. А. Мордвилко отнесла к объединенной толще верхнего апта и нижнего альба. В ней встречены *Cardita fenestrata* Forb. (*C. brodi* Mordv.).

В разрезе Черной Речки аптские отложения, трансгрессивно залегающие на различных горизонтах неокома, представлены однообразной толщей черных некарбонатных плотных глин с фауной. В некоторых скважинах Черной Речки отложения апта удалось разделить на верхний и нижний.

Данные опорного и разведочного бурения позволили составить общее представление о характеристике аптского бассейна на изучаемой территории. Аптский бассейн распространен шире, чем неокомский, захватил всю область Прикаспийской впадины и отлагал однотипные осадки, сохранившие свои литологические особенности с большим постоянством на протяжении всей описанной площади. Расширение аптского бассейна в западном и восточном направлении доказывается трансгрессивным залеганием отложений апта на более древних породах.

Аптский бассейн был мелководным. Преобладание глинистых пачек в породах апта свидетельствует, вероятно, о том, что временами морской бассейн испытывал погружения дна и ослабление приноса песчаного материала. Исключением является южная часть исследованной территории, включающая Джанай и Артезиан, в которой в аптское время накапливались преимущественно песчаные алевролитистые породы большой мощности, с общим закономерным увеличением песчаного материала в южном направлении. Центральная часть впадины, в том числе район Новоузенска, проявляет себя как участок заметно большего погружения по сравнению с окружающими ее районами.

Минералогическая характеристика аптских отложений имеет общие черты. Из тяжелых минералов наиболее распространенной является группа устойчивых (гранат, рутил и др.). Менее распространенными, но также постоянными являются титанистые минералы (в основном анатаз и реже сфен). По сравнению с минералогической характеристикой юрских отложений в апте большое значение приобретают минералы, которые до этого встречались спорадически. Сюда относится прежде всего глауконит, который в некоторых прослоях песчаника составляет до 50% основной массы породы. Это, возможно, связано с существованием условий неглубокого моря, куда в избытке приносился коллоидальный железистый мате-

риал. В нижнемеловых отложениях заметно увеличивается количество эпидота, дистена и ставролита, что, возможно, связано с усилившимся влиянием Русской платформы как области сноса терригенного материала, где минералы эти достаточно распространены. Но наряду с этим обломочный материал поступал с юга, где находился главный источник сноса для мезозойских отложений Прикаспийской впадины.

Переход от аптских отложений к альбским в пределах западной части Прикаспийской впадины происходит постепенно; песчаные породы апта переходят в толщу песков альба без заметных изменений, поэтому граница между этими ярусами проводится условно. Альбские отложения делятся на две пачки: нижнюю — песчаную или песчано-глинистую и верхнюю — глинистую.

Отложения альбского яруса полнее всего фаунистически расчленены в опорной скважине Артезиан, где, по данным Т. А. Мордвилко, выделяются осадки нижнего, среднего и верхнего альба.

Нижний альб в этой скважине представлен зеленовато-серыми, кварцевыми и кварцево-глауконитовыми песчаниками, в которых в нижней части встречены *Thetironia minor* Sow. var. *nolani* Mordv., *Th. caucasica* Eichw. и другие формы, а в верхней — *Hypacanthoplites milletanus* Orb. (определение В. П. Ренгартена), *Nucula arduennensis* Orb., *Eco-gyra* cf. *arduennensis* Orb., *Aucellina caucasica* Buch и другие формы.

В верхней части нижнего альба отмечены глины. Т. А. Мордвилко относит эту часть разреза к тардефуркатовому горизонту. Мощность нижнего альба 158 м.

Выше вскрыты породы среднего и верхнего альба, сложенные темно-серыми алевроитовыми слюдистыми известковистыми глинами с прослоями алевролитов. В них встречены *Inoceramus* cf. *anglicus* Woods, *Nucula pectinata* Sow., *Lucina tenera* Sow. Их мощность 131 м.

Т. А. Мордвилко относит к среднему и верхнему альбу также вышележащие мергели, в которых встречен *Inoceramus concentricus* Park. (на глубине 2386,8 м). В этом случае мощность среднего и верхнего альба составит 151 м. Вероятно, правильнее относить мергельно-известковистые породы к верхнему мелу.

В опорной скважине Джанай нижний альб не отделен от верхнего апта; характеристика его излагалась выше. Средний и верхний альб сложен глинами темносерыми, почти черными, алевроитовыми слюдистыми с мелкими отпечатками *Inoceramus* sp. ex gr., *I. concentricus* Park. Мощность 96 м.

В опорной скважине Астрахани нижняя пачка альбского яруса сложена песчаниками кварцевыми, слюдистыми, в нижней части разномерными, неяснослоистыми и косослоистыми с глинистым, кальцитовым и сидеритовым цементом, с включениями гравия и в верхней части с пластом алевролита и прослоем глины. Верхняя пачка представлена глинами темносерыми плотными, алевроитовыми, чередующимися с пластами алевролитов и песчаников. В породах альбского яруса встречена фауна: *Anomia refulgens* Coqu., *Pleuromya* sp. ex gr. *neocomiensis* (Orb.), *Trochus* sp., *Parallelodon* (*Grammatodon*) *carinatus* Sow., *Thetironia laevigata* (Sow.), *Deshayesites* (?) sp., *Corbula* cf. *polita* Trautsch., остатки пелеципод, гастропод, десятиногого рака, рыб и фораминиферы. Общая мощность 115 м.

В Эльтонской опорной скважине вскрыт полный разрез альба, представленный переслаивающейся толщей песков, песчаников серых разномерных и глин песчанистых и алевролитов; мощность 175 м.

В опорной скважине Новоузенска мощность альбских пород, по данным Н. И. Усковой, достигает 284 м. Не исключено, что часть этих отложений принадлежит и сеноманскому ярусу. Нижняя пачка альбского яруса представлена переслаиванием темносерых глауконитовых глинистых, слюдястых песчаников и алевролитов и темносерых плотных глин. В глинах и песчаниках содержится обугленный растительный детрит, а в глинах пирит. Мощность 193 м. Верхняя пачка слагается глинами темносерыми, иногда переходящими в алевролит, с редкими прослоями песчаника. Мощность 92 м.

Аналогичный разрез вскрыт в Красном Куте.

На Черной Речке отложения альба по внешнему виду сходны с породами аптского яруса и выделяются в разрезе на основании определений микрофауны. Они представлены темносерыми почти черными песчаными глинами, с прослоями песка светлосерого, мелкозернистых песчаников и бурых крепких мергелей. В глинах, мергелях и особенно в песчаниках встречается большое количество обуглившихся растительных остатков. Мощность изменяется от 45 до 184 м.

Повидимому, в западной части Прикаспийской впадины в течение альбского века существовал мелководный бассейн, в котором накопление осадков происходило в прибрежных условиях, о чем свидетельствуют характерные особенности и грубозернистый состав песчаных пород. Формирование верхней глинистой толщи пород в западной части Прикаспийской впадины происходило в более спокойных условиях. К этому времени береговая линия альбского моря продвинулась далее на север и запад. Не исключено, что во время отложения глинистых толщ в бассейне существовали местные зоны сероводородного заражения, на что могут указывать темный цвет глин и наличие пирита. Возможно, что этому способствовала некоторая расчлененность дна.

В породах альбского яруса наблюдается распространение тех же основных групп минералов, какие прослежены в апте в тяжелой фракции: преобладают устойчивые (гранат, рутит и др.) и титанистые минералы (анатаз и сфен), присутствуют эпидот и дистен со ставролитом. Это свидетельствует об одном и том же источнике сноса.

Приведенная характеристика разрезов нижнего мела говорит о наличии многих общих черт для большинства районов — темная окраска, кварцево-глауконитовый состав песчаников, присутствие пирита, слюдястость. Разрез Артезиана отличается большим содержанием песчаных пород, наличием среди них крупнозернистых плохо отсортированных песков и значительным увеличением мощности всего нижнего мела. Все это может свидетельствовать о близости источника сноса к южным участкам описываемой территории.

Сеноманский ярус во многих опорных скважинах, пробуренных в западной части Прикаспийской впадины, выделен условно вследствие общего литологического сходства осадков сеномана и нижнего мела и отсутствия необходимых палеонтологических данных. Так, в опорной скважине Астрахани породы альбского яруса перекрываются глинами, возраст которых условно принят как сеноманский. Глины темносерые, почти черные, алевролитистые, слюдястые, плотные с растительными остатками; в средней части слой алевролита. В составе микрофауны, наряду с такими формами, как *Hormosina* aff. *ovulum* (G r z y b u s e), *Haplophragmoides* ex gr. *nonioninoides* (R e u s s), *Reuphax* ex gr. *folketonensis* C h a p, т. е. форм, характерных для апта и альба Кавказа, Русской платформы и Мангышлака, здесь встречена *Proteonina difflungiformis*, характерная

для сеномана Бухарской депрессии (определения микрофауны сделаны В. Ф. Козыревой). Единственным основанием для отнесения описываемых глин к сеноманскому ярусу служит их местоположение в разрезе между фаунистически охарактеризованными отложениями альба и турона.

В Эльтонской (Аралсорской) опорной скважине к сеноману отнесены темносерые алевролиты и глины мощностью 62 м.

Как указывает Н. И. Ускова, в опорной скважине Новоузенска сеноманские отложения не выделены. Предполагать, что сеноманское море отсутствовало в этом районе, трудно. Едва ли возможен и полный размыв этих осадков, поскольку Новоузенский участок испытывал постоянное прогибание с накоплением максимальных мощностей осадков в течение всего мелового периода. Вероятнее предполагать, что в разрезе Новоузенска осадки сеномана не выделены из нижележащих отложений.

В опорной скважине Джанай к сеноману условно отнесена пачка известняков зеленовато-серых, крепких, с включениями глауконитовых зерен и глинистыми прожилками; мощность 12 м. В Артезиане самостоятельно сеноманские отложения не выделяются, а объединены условно в толщу сеноман-сантона, представленную светлыми мергелями и известняками с *Globotruncana linneana* Orb., *Gyroldina exculpta* (Reuss), *Anomalina* aff. *clementiana* Orb. и *Nodosaria*. В основании — конгломерат. Мощность 42 м.

В пределах всей Прикаспийской впадины туронский ярус характеризуется однородностью литологического состава. В основном это белые известняки и белые и зеленовато-серые мергели, с большим количеством обломков и целых раковин и с небольшой примесью глинистого и песчаного материала.

Коньякские осадки на территории Прикаспийской впадины изучены меньше; их наличие отмечается в Соленом Займище, предполагается в Астрахани и других районах.

Сеноманские отложения в большинстве районов западной части Прикаспийской впадины также слагаются мергельно-меловыми породами. Исключение составляют крайние западные участки, в том числе район Красноармейска, верхний мел в котором аналогичен разрезам Саратовско-Сталинградского правобережья Волги, и район Новоузенска, разрез которого занимает промежуточное положение.

В опорной скважине Астрахани, выше глин, отнесенных к сеноманскому ярусу, вскрыта толща мелоподобных мажущих известняков и мергелей, возраст которых вполне достоверно устанавливается лишь для нижней части благодаря находке *Inoceramus lamarcki* Park. Наряду с этой формой в известняково-мергелистой толще найден смешанный комплекс фораминифер, среди которых встречаются сантонские и кампанские формы. Вследствие этого нижняя часть известняково-мергелистых пород отнесена к турону и нижнему сенону. Мощность 177 м.

Выше залегает пачка известняков с фораминиферами кампанского и маастрихтского возраста. Мощность пачки 73 м. Она отнесена к верхнему сенону.

В Эльтонской (Аралсорской) опорной скважине мощность мергельно-меловых пород достигает 278 м. В них белые глинистые известняки относятся к туронскому возрасту, темные мергели, обогащенные глауконитом, — к сантону, светлосерые известняки и мергели — к кампану, мергели, известняки и глины — к маастрихту.

В колонковых скважинах Соленого Займища была вскрыта пачка мергельно-меловых пород, в которой по микрофауне выделены туронские, коньякские, сантонские, кампанские и маастрихтские отложения. Нижняя часть мергельно-известковистой толщи сложена органогенными светло-серыми, беловатыми и зеленоватыми, иногда глинистыми известняками, с частыми зернами пирита, включениями глауконита и дендритовыми скоплениями.

Туронский возраст известняков установлен на основании наличия *Inoceramus* cf. *lamarcki* Park., *Gyroidina praexculpta* Keller, *Arenobulimina orbigny* Reuss и других форм. Выше вскрыты известняки коньякского яруса, в которых отсутствует *Gyroidina praexculpta* Keller и присутствует *Arenobulimina orbigny* (Reuss), *A. schloenbachi* (Reuss) и т. д. Общая мощность коньяка и турона 10—11 м.

В Соленном Займище осадки сантона и кампана объединены в одну толщу, представленную светлосерыми, беловатыми глинистыми известняками с фукоидами и с прослоями глин и песчаников; среди них присутствуют: *Anomalina infrasantonica* Bal., *A. clementiana* Orb., *Bolivinites quadrilatera* (Schwager), *Globotruncana arca* (Cushman), *G. marginata* Reuss, *G. linneana* (Orb.) и другие формы. Мощность 80—85 м.

Маастрихт выражен мелоподобными, сильно глинистыми известняками и светлосерыми мергелями с *Pecten cretosus* Defr., *Cibicides bembix* (Marsen), *Lituola aquisgraensis* Reissel и другой фауной; вскрытая мощность 30—53 м.

В Новоказанской опорной скважине туронские, коньякские, сантонские, кампанские и маастрихтские отложения представлены известняками белыми с зеленоватым оттенком; вскрытая мощность 491 м.

Мергельно-меловые породы туронского или сенонского возраста известны также в Красном Куте, Николаевском, Баскунчаке, районах, прилегающих к Общему Сырту, а также к югу и западу от Астрахани — Джанае, Артезиане, Промысловом, Песчаном, Белой Глине.

В опорной скважине Джанай в основании верхнемелового разреза предположительно (по литологическим признакам) выделяется толща туронских (или сеноман-туронских известняков) мощностью 28 м. Выше залегают известняки и сильно известковистые глины мощностью 65 м, отнесенные к сантону, мергели и сильно известковистые глины кампана мощностью 34 м и известняки маастрихта мощностью 46 м.

Характеристика турона и сантона в опорной скважине Артезиан излагалась выше. Суммарная мощность мелоподобных известняков, мергелей и сильно известковистых глин кампанского и маастрихтского ярусов составляет в этой скважине 479 м. Мощность турон-сенона в Промысловом 180 м.

Несколько отличным от всех вышеперечисленных является разрез сенона в опорной скважине Новоузенска. К турону здесь условно отнесены часто чередующиеся между собой глины серые с редкими пятнами алевритистого материала и глины песчанистые алевритистые, переходящие в песчаники. В них содержится *Bolivinita eowigeriniformis* Keller и *Eowigerina* aff. *gracilis* Cushman. Мощность 21 м.

Сантонский ярус в Новоузенске делится на три пачки. Нижняя — состоит из глин темносерыми, слюдистыми с прослоями сильно алевритистых глин и мелкозернистых песчаников; в кровле мелкие фосфоритовые гальки. В основании средней пачки залегают глина черная, слюдистая, с растительным детритом; выше располагаются известняки. Верхняя пачка

в кровле и подошве сложена песчаниками и алевролитами кварцевыми, темносерыми, известковистыми, сильно глинистыми, слюдисто-глауконитовыми, крепкими, в средней части залегает толща известняков темносерых, глинистых, слюдистых, пелитоморфных с прослоечками глин. В этой пачке встречены: *Anomalina ammonoides* (Reuss) var. *umbilicatulata* Mjatl., *A. crassisepta* Mjatl. Мощность 99 м.

Кампанский ярус представлен преимущественно известняками серыми и светлосерыми, пелитоморфными или органогенно-детритусовыми с *Gyrodina micheliniana* Orb., *Anomalina clementiana* Orb. и другими фораминиферами.

Нижняя часть маастрихта в Новоузенске сложена однообразной толщей глин темносерых известковистых с прослоями известняков; верхняя представлена известняками глинистыми, пелитоморфными («известковая мука»). Наиболее характерные виды микрофауны: *Textularia baudoniniana* Orb., *Marssonella oxycona* Reuss, *Rzehakina volganica* Kup., *Bolivina incrassata* Reuss, *Eponides haudingeri* Orb. Мощность 232 м.

Иной разрез сенона вскрыт в разведочных скважинах Красноармейска. Над мергельно-известковистыми породами туронского возраста мощностью 90—110 м вскрыты опоковидные глины, кремнистые мергели и опоки сantonского яруса мощностью 100 м, чередующиеся глины и опоки кампана, мощность которого также 100 м, сильно известковистые глины маастрихта мощностью 35—45 м.

В опорных скважинах Новоузенска и Артезиана вскрыты глины датского яруса мощностью от 33 м (Артезиан) до 57 м (Новоузенск). Мощность известняков датского яруса в Новоказанской опорной скважине 36 м.

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В комплексе палеогеновых пород в пределах Нижнего Поволжья выделяются палеоцен—сызранский и саратовский ярусы, эоцен—царицынский и киевский ярусы и олигоцен—майкопская свита.

Полнее всего нижнетретичные отложения в Поволжье изучены в разведочных и колонковых скважинах, пробуренных в Красноармейске. В этом районе сызранский ярус представлен, главным образом, темносерыми крепкими опоками, среди которых определено ядро *Axinus* cf. *volksensis* Arkh. Мощность не более 30 м.

В разрезе саратовского яруса выделены: нижнесаратовские темносерые тонкозернистые глауконитовые пески, содержащие прослойки песчаников, иногда переполненных гастроподами и пелециподами, мощность 90 м; верхнесаратовские слои — алевролиты и песчаники, в основании темносерые глины, мощность 80 м.

В этом же районе был вскрыт следующий разрез эоцена: царицынские слои — пластичные глины, опоки, пески, песчаники мощностью до 125 м, киевский ярус — глины с мергелями в средней части. Среди глин в нижней части встречаются: *Barbatia biangula* Lamk., *B. appendiculata* Sow., *Crissatella fuchsi* Siodk., *Corbula rugosa* Lamk., *Tellina rostralina* Desh. и др. В мергелях встречены нуммулиты. Мощность 30 м.

Майкопские глины в Красноармейске имеют мощность 88 м. В них встречены *Planorbella*, мелкие *Pecten* и другие формы.

Нижняя часть нижнетретичного разреза вскрыта довольно полно в опорной скважине Новоузенска.

Отложения сызранского яруса в этой скважине представлены серыми плотными сланцеватыми глинами с фауной *Cryptodon* cf. *goodhalli* S o w., *Leda* cf. *symmetrica* К о е п е н и иглами морских ежей. Выше по разрезу сланцеватые глины переходят в песчанистые глины и еще выше в серые тонко- и среднезернистые песчаники.

Саратовский ярус слагается серыми тонкозернистыми слюдястыми глауконитовыми глинистыми песчаниками, переслаивающимися с темносерыми глинами. В них определены: *Pectunculus* cf. *triangulus* А г с h. и другие формы. Суммарная мощность сызранского и саратовского яруса 420 м.

Выше залегают светлозеленые глины с *Marginifera fragaria* G u m b e l, *Clavulina szaboi* H a n t k e n, принадлежащие, вероятно, эоцену. Мощность 141 м.

Общая вскрытая мощность палеогеновых отложений в Новоузенске 561 м.

В Эльтонской (Аралсорской) опорной скважине к сызранскому ярусу отнесены глины, иногда чередующиеся с песчаниками; встречены *Nucula proava* W o o d, *N. bowerbanki* S o w. Мощность 140 м.

В опорной скважине Новая Казанка под акчагыльскими породами вскрыта однородная толща темносерых слюдястых плотных, слабо известковистых и неизвестковистых глин; по составу содержащейся в ней микрофауны в этой толще выделяются палеоценовые отложения (аналоги эльбурганского горизонта и свиты горячего ключа), а также среднего и верхнего эоцена.

В Астрахани палеогеновые отложения не были вскрыты; под плиоценовыми породами здесь залегают осадки верхнего мела.

Довольно полно представлены нижнетретичные породы в опорных скважинах, пробуренных к югу от Астрахани.

В Джанае между породами датского яруса и фораминиферовыми слоями залегают толща темносерых слюдястых песчанистых глин, содержащих *Ammodiscus incertus* (O r b.), *Glomospira charoides* (P a r k e r e t J o n e s), *Globorotalia membranacea* (E h r e n b e r g), *Trochammina irregularis* W h i t e и другие фораминиферы. Их мощность 108 м. Возможно, что они принадлежат палеоцену.

К эоцену отнесены глины, мергели серые и известняки белые.

Выше вскрыты майкопские отложения, представленные глинами темносерыми и серыми с зеленоватым оттенком, неизвестковистыми, песчаными, слюдястыми, с прослоями мергелей и известняков. Общая мощность палеогена в Джанае более 800 м.

В разрезе опорной скважины Артезиан эоцен сложен глинами буровато-серыми, мергелистыми, пиритизированными, слюдястыми, серыми, иногда буроватыми и зеленоватыми крепкими доломитизированными известняками и мергелями.

В этой же скважине майкопские отложения выражены глинами серыми, зеленовато-серыми, большей частью слабо песчанистыми слюдястыми, неизвестковистыми с прослоями кварцевых серых мелкозернистых глинистых песков и песчаников. Песчаные пачки майкопа сложены преимущественно тонкообломочными, песчано-алевритовым кварцевым материалом с глинистым цементом. Мощность более 1250 м.

Полнее всего майкопские отложения изучены в опорной скважине Черного Рынка. Майкопская свита вскрыта в этой скважине на глубине 1668 м. При конечной глубине 3096 м скважина не вышла из майкопских

отложений. В толще майкопских пород здесь выделяются четыре пачки:

- 1) нижняя — глины серые, темносерые, слабослюдистые, известковистые с тонкими прослоями буровато-серого мелкозернистого песчаника;
- 2) чередование светлосерых известковистых глин с песчаниками тонкозернистыми;
- 3) серые плотные известковистые глины с прослоями песчаников с редкими включениями пирита;
- 4) верхняя — серые оскольчатые известковистые глины с тремя пачками светлосерых тонкозернистых песчаников, переслаивающихся с глинами.

В майкопской свите Артезиана отмечается более глубокий размыв слоев караганской трансгрессией, чем это имеет место в Черном Рынке. К северу от Черного Рынка мощность майкопской свиты уменьшается.

Данные опорного бурения позволяют провести первоначальное сравнение разрезов палеогена Поволжья, Заволжья и районов, прилегающих к северо-западному берегу Каспийского моря. До последнего времени такое сравнение было возможно лишь по микрофауне только для майкопской свиты и, в известной мере, для верхней части эоцена (киевского яруса). Можно думать, что вскрытые в Джанайской опорной скважине палеоценовые глины являются аналогом глин саратовского яруса Поволжья. По своей литологической характеристике палеоценовые породы Новой Казанки, Новоузенска и Эльтона сходны между собой, а местоположение их в разрезе между датским ярусом и эоценом позволяет думать, что в грубых чертах эльбурганский горизонт и свита Горячего Ключа Новой Казанки по возрасту соответствуют сызранскому и саратовскому ярусам Поволжья.

В опорных скважинах Черный Рынок и Артезиан были вскрыты также породы миоцена — чокракские темные глины (Артезиан), караганские глины, переслаивающиеся с песками (Черный Рынок, Артезиан), сарматские глины с прослоями песков и песчаников (Черный Рынок).

Отложение меготиса и пошта в западной части Прикаспийской впадины неизвестны. Верхнемиоценовые же отложения пользуются широким распространением. Они представлены глинами и песками акчагыльского и апшеронского ярусов. Их суммарная мощность в Черном Рынке 801 м, в Артезиане 372 м, Джанае 361 м, Астрахани 508 м, Эльтоне 370 м, Новой Казанке 365 м и Новоузенске 154 м.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Четвертичные отложения представлены песчано-глинистыми образованиями, среди которых выделяются ярусы: бакинский, хазарский, хвалынский.

ТЕКТОНИКА

Прикаспийская впадина представляет собой окраинную опущенную часть Русской платформы. Территория между Арчединско-Донскими и Иловлинско-Медведицкими поднятиями и Прикаспийской впадиной представляет собой область пологого моноклиального падения сначала палеозойских, затем сменяющих их мезозойских и третичных толщ. Это пологое падение осложнено рядом вздутий и ступеней. По этим ступеням осуществляется переход от поднятой части платформы к Прикаспийской впадине.

Значительная часть Прикаспийской впадины представляет собой область развития солянокупольных структур, сливающихся на востоке с солянокупольной территорией Эмбы. Между поднятой частью платформы и площадью распространения соляных куполов предполагается существование переходной тектонической зоны, в которой, наряду с пологими погребенными поднятиями, могут существовать соляные купола и соляные антиклинали. Мощность соляного ядра в таких куполах меньше, чем в куполах Эмбы.

На юге описываемой территории предполагается существование погребенной складчатой системы. Как выше было указано, гипотеза о существовании зачаточного кряжа на юго-восточном продолжении Донбасса была высказана А. П. Карпинским [16, 17]. В настоящее время этот кряж иногда именуют погребенным кряжем Карпинского (фиг. 3).

На картах аномалий силы тяжести от Донбасса к Мангышлаку через северную часть Каспийского моря проходит региональный максимум; это обстоятельство рассматривается как косвенное подтверждение гипотезы А. П. Карпинского о погребенном кряже [3, 4, 11, 42, 45, 46].

В последнее время гипотеза А. П. Карпинского подтверждена данными опорного бурения в Новоузенске, Астрахани, Джанае, Артезиане и Черном Рынке.

Скважина в Новоузенске на глубине 2625 м вышла в среднюю юру, а в Черном Рынке на глубине 3096 м не вышла из олигоцена; находящаяся же между ними скважина в Астрахани на глубине 2297 м была остановлена в нижней части перми.

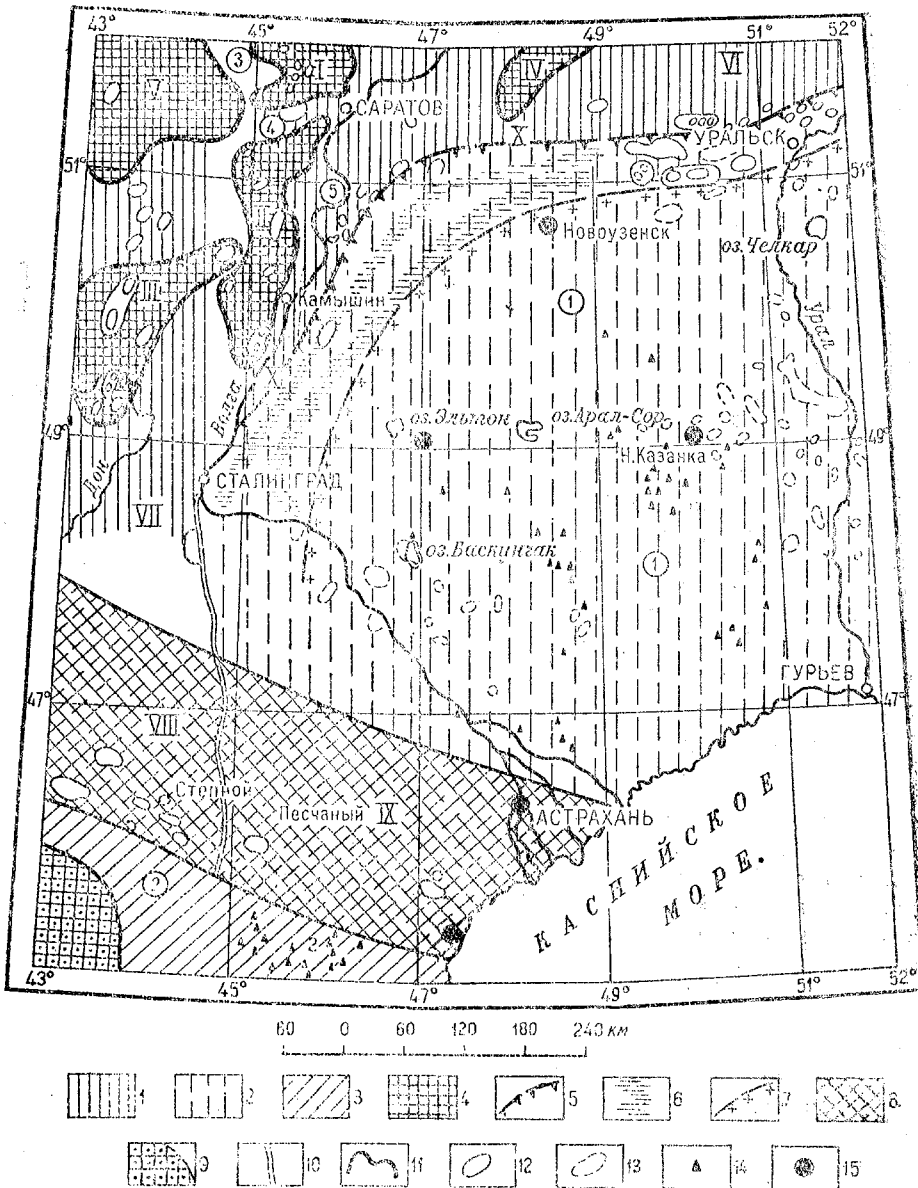
Современный свод погребенного кряжа проходит к югу от Астрахани, что нетрудно видеть на профиле, построенном по линии Саратов—Советск—Астрахань—Черный Рынок (фиг. 4).

Как указано выше, юрские отложения Астрахани залегают на дислоцированных осадках нижней перми, отлагавшихся, как это можно заключить по их литологической и палеонтологической характеристике, в условиях предгорного прогиба.

В ряде опорных и разведочных скважин, пробуренных в юго-восточных районах Европейской части СССР—Ипатово, Белая Глина, Джанай, — установлено, что отложения мезозойского комплекса подстилаются дислоцированными метаморфизованными осадками каменноугольного возраста.

Наличие фаунистически охарактеризованных галек каменноугольного и сакмарского возраста, встреченных во вторичном залегании среди артинских отложений Астрахани, указывает, во-первых, на существование палеозойской горной страны к югу от Астрахани и, во-вторых, на возраст этой горной страны как герцинский. Таким образом, совокупность данных по опорным и разведочным скважинам Ипатово, Белая Глина, Джанай и Астрахань, а также и по другим опорным скважинам—Новомиинская и Песчанокопская— позволяет установить, что метаморфизованные породы палеозойского возраста в Южно-Русской полосе, протягивающейся от Донбасса на юго-восток в сторону Каспийского моря, слагают складчатый фундамент, на котором покоятся неметаморфизованные осадки мезозойского комплекса, причем этот фундамент образован в результате движений верхнепалеозойского времени, т. е. герцинского этапа складчатости.

В этом заключается существенное различие между районами Астрахани и северо-западного Прикаспия, с одной стороны, и более северными районами, с другой, где палеозойские породы отлагались в платформенных



Фиг. 3. Схема тектоники западной части Прикаспийской впадины:

1 — окраина Русской платформы, имеющая кристаллическое основание, 2 — часть Прикаспийской впадины, имеющая кристаллическое основание, 3 — приключенная к Русской платформе окраина, имеющая герциническое складчатое основание, 4 — поднятия Русской платформы, 5 — бортовой уступ Прикаспийской впадины, 6 — переходная тектоническая зона в прибортовой части Прикаспийской впадины (полосы вероятного развития прибортовых вытянутых и соляных поднятий), 7 — западная граница зоны соляных куполов, 8 — погребенный впадин на юго-восточном продолжении Донбасса (в районе Астрахани предгорный прогиб), 9 — Ставропольское поднятие, 10 — восточный борт Ергеней, 11 — контуры отдельных крупных поднятий, 12 — контуры локальных платформенных поднятий, 13 — контуры локальных солянокупольных поднятий, 14 — отдельные поверхностные газопроявления в Нижней ступи (возможно, связанные с локальными поднятиями), 15 — опорные свдвинны.

Системы поднятий: I — Саратовских, II — Иловлинско-Медведицких, III — Арчдинско-Донских, IV — Пугачевских, V — Хонерский вал, VI — Центральная часть Общего Сырта, VII — Северные Ергени, VIII — Южные Ергени, IX — Поднятия Нижней ступи.

Бортовые уступы: X — Жалонский, XI — Заволжский.

Прогибы: 1 — Прикаспийский, 2 — Кумо-Манычский, 3 — Пензо-Муромский, 4 — Латырский, 5 — Золотовский.

условиях на кристаллическом фундаменте, слабо дислоцированы и не метаморфизованы (фиг. 5).

В результате герцинских движений размеры докембрийской Русской платформы были увеличены, и к ней с юга была причленена большая территория, в том числе и южная часть нынешней Прикаспийской впадины. Вследствие этого породы осадочного комплекса имеют здесь своим складчатым основанием разновозрастные образования: докембрийские на севере и верхнепалеозойские на юге.

Развивая взгляды А. П. Карпинского в свете последних геологических данных, теперь можно говорить о больших размерах погребенной складчатой системы. Наличие дислоцированных толщ и следы древних движений установлены не только на юго-восточном продолжении Донбасса (Котельниково, Белая Глина, Промысловое, Джанай), но и гораздо южнее — на продолжении Азово-Подольского кристаллического массива (Новоминская, Песчанокопская).

О размерах складчатой территории можно судить хотя бы потому, что она охватывает не только Донбасс и его юго-восточное продолжение, но и продолжение Азово-Подольского щита. Иными словами, в южной части Русской платформы происходило то же, что и в восточной, где к Русской платформе было причленено Уральское горное сооружение. Исходя из литологического и палеонтологического сходства нижнепермских отложений Астраханского района и Предуралья, можно говорить об общности и связи герцинских передовых прогибов южной и восточной частей Русской платформы. Эти прогибы в данном случае представляют собой единую полосу, обрамляющую платформу.

Разница между территориями, причлененными к Русской платформе с востока и с юга, заключается в том, что геосинклиналь, прилегающая к Русской платформе с востока, в результате герцинских движений замкнулась, что привело к соединению двух платформ — Русской и Сибирской. Иное положение было в южной части Русской платформы, причлененная часть которой в последующем своем формировании испытывала значительное влияние геосинклинальных областей, продолжавших существовать в течение мезозойской и кайнозойской эр к югу от этой территории.

В настоящее время на юго-восточном продолжении Донбасса через Южные Ергени к северо-западному берегу Каспийского моря протягивается выступ палеозойского складчатого основания, причем локальные поднятия в Южных Ергенях и Низменной степи, в том числе в Промысловом и Астрахани, оказываются приуроченными к этому выступу.

Необходимо остановить внимание на характеристике палеозойского выступа. Абсолютные отметки поверхности карбона в Куберле — около 400 м, в Котельниково — 389 м, у Семичной — 395 м. Далее на северо-запад, у Цимлянкой поверхность карбона поднимается еще выше (до —300 м). На Белоглинском поднятии поверхность метаморфизованных пород карбона вскрыта на отметке 1720 м.

В опорной скважине Джанай дислоцированный карбон вскрыт на абсолютной отметке — 2475 м, в районе Промыслового — на отметке более — 2000 м. У ст. Артезиан, в 40 км к югу от Джаная, скважина на глубине 3529 м не вышла из юрских отложений. Эти данные свидетельствуют о несомненном погружении поверхности складчатого основания к югу от широты Промыслового. Погружение кровли карбона происходит также в направлении Астрахани, где появляются отложения нижней перми, отсутствующие на юге.

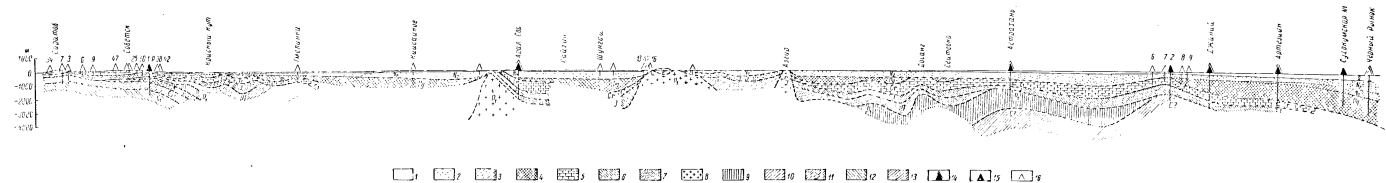


Fig. 4. Схематический профиль по линии Су́рово—Советское—Музралы—Черный Рынок.

1 — древнекашпийские отложения, 2 — палеозой, 3 — мезозой, 4 — палеоген, 5 — мел, 6 — юра, 7 — верхняя перль и трапе, 8 — юра (пермская часть), 9 — нижняя перль (баранцевская), 10 — верхний карбон, 11 — средний карбон, 12 — нижний карбон, 13 — карбон (пермская часть), 14 — ополочные сланцы, 15 — разветленные сланцы, 16 — пологонные сланцы.

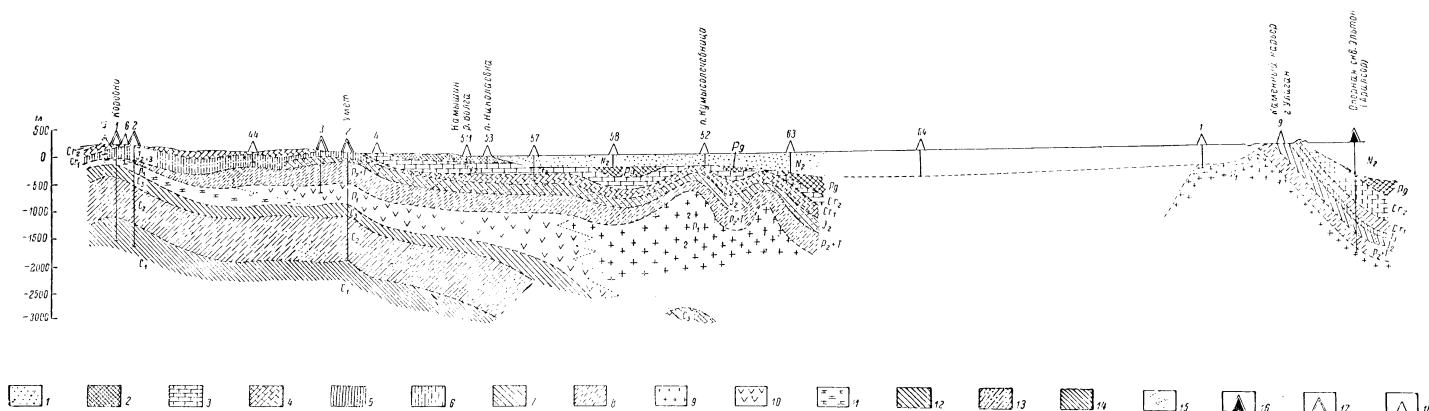


Fig. 5. Схематический профиль по линии Коробовка—Кумысособница—Злыкой. Составил В. Д. Ильян (по данным бурения и сейсмической съемки).

1 — эвстазиотичные и палеогеновые отложения; 2 — палеозой, 3 — верхний мел, 4 — нижний мел, 5 — верхняя юра, 6 — юра (пермская часть), 7 — средняя юра, 8 — верхняя перль и трапе, 9 — нижняя перль (нижняя перль), 10 — глина и аргилиты (нижняя перль), 11 — известняки и доломиты (нижняя перль), 12 — верхний карбон, 13 — средний карбон, 14 — нижний карбон, 15 — зоны фациальных переходов, 16 — ополочные сланцы, 17 — разветленные сланцы, 18 — пологонные сланцы.

Таким образом, при постепенном погружении кровли карбона от Донбасса в юго-восточном направлении наблюдается, что относительно более высокое ее залегание приурочено к линии, проходящей, по всей вероятности, через Степное — Промысловое.

Следует полагать, что в общих чертах эта полоса соответствует современному выступу палеозойского фундамента, что вполне согласуется с данными гравиметрических исследований и бурения.

На основании сопоставления возраста каменноугольных пород по линии Ипатово—Куберле — Котельниково — Гремячий можно полагать, что нынешний выступ герцинского фундамента представляет собой лишь часть древней горной страны, свод которой проходил, вероятно, гораздо южнее.

Выше указывалось, что характер осадков юры и нижнего мела и их литолого-петрографический состав позволяют предположить наличие близкого источника сноса к югу от нынешнего выступа герцинского фундамента. Возможно, что таким источником сноса служило герцинское горное сооружение. Но не исключена также возможность возникновения поднятия в одном из раннемезозойских этапов складчатости (например, в тихоокеанском). Влияние раннемезозойских движений, возможно, привело к тому большому перерыву в осадках между палеозойскими и юрскими породами, который отмечен в разрезах Астрахани и Джаная. Следует иметь в виду близость Мангышлакской горной страны, образование которой, по мнению отдельных исследователей, происходило также в один из ранних мезозойских этапов складчатости.

Установленный выступ герцинского фундамента — образование более позднее, причем формирование его относится к концу мелового или началу третичного периода, поскольку этим выступом была обусловлена различная фациальная характеристика палеоценовых отложений и лимитировалась распространение к северу ряда третичных толщ.

Каждое из крыльев погребенного выступа представляет собой большую моноклипаль, на фоне которой мезозойские и третичные породы образуют ряд локальных поднятий — Астраханское на северном крыле, Промысловое и Бузгнское в своде, Можарское и Каспийское на южном крыле.

Непосредственно к северу от Астрахани проходит южная граница зоны солянокупольных поднятий, характеризующих тектонику степных пространств Низового Поволжья и Западного Казахстана.

Территория, заключенная между восточным бортом Ергеней, южным уступом Общего Сырта, горами Акшан-Тау и нефтяными районами бассейна р. Эмбы, является наиболее погруженной частью Прикаспийской впадины; она претерпела опускание и трансгрессию в конце третичного периода. В результате геоструктурные формы на этой территории оказались погребенными под мощным чехлом плиоценовых и постплиоценовых образований. Мощность чехла составляет: на Заволжских дислокациях — 0 м, в Соленом Займище до 311 м, в Астрахани до 632 м и в Черном Рынке до 1184 м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Главнейшие итоги опорного бурения для западной части Прикаспийской впадины сводятся к следующему.

1. Бурением вскрыты каменноугольные и фаунистически охарактеризованные нижнепермские отложения. Установлено наличие герцинского складчатого основания в южных районах Прикаспийской впадины.

2. На большой территории изучены юрские и меловые отложения.

3. Вскрыты третичные отложения большой мощности в северных и южных районах западной части Прикаспийской впадины (Новоузенск, Черный Рынок) при относительно меньшей их мощности в центральных районах (Эльтон, Баскунчак, Астрахань).

4. Полученные данные подтверждают гипотезу, высказанную в свое время А. П. Карпинским, о существовании зачаточного кряжа на юго-восточном продолжении Донбасса.

5. Наличие коллекторских толщ в юрской системе и нижнемеловом отделе позволяет отнести эти отложения к числу перспективных. К перспективным должны быть отнесены и пермские отложения.

Условия поисков новых нефтяных и газовых месторождений в западной части Прикаспийской впадины требуют специальной методики разведки. Плохая обнаженность, невыясненная и сложная тектоника, а также неясная характеристика фациальных особенностей требуют комплексного применения опорного бурения, геофизических работ, картировочного и колонкового профильного бурения, научно-исследовательских работ и т. д.

6. В настоящее время опорным бурением необходимо выяснить следующее:

а) характер изменения каменноугольных толщ к северу от линии Котельниково — Астрахань и в западных и северных бортовых частях впадины;

б) мощность галогенных толщ в северной и западной окраинных частях впадины (переходная тектоническая зона) и характеристика нижнепермских отложений, которые вскрыты только частично и, по аналогии с Урало-Волжской областью, могут быть нефтеносны;

в) характеристику верхнепермских отложений и в первую очередь казанского яруса, данные по которым являются отрывочными. Эти отложения, по аналогии с районами Второго Баку, представляют большой интерес;

г) установить природу бортовых частей Прикаспийской впадины.

Кроме бурения Сарпинской опорной скважины в центре малоизученной территории, лежащей между восточным бортом Ергеней, р. Волгой и р. Кумой, необходимо заложить еще несколько опорных скважин. Две скважины необходимо пробурить в Заволжье с целью вскрытия и изучения каменноугольных отложений. Одна из этих скважин должна быть заложена в районе с. Николаевского на левом берегу р. Волги против г. Камышина.

Результаты опорного бурения в западной части Прикаспийской впадины позволили составить генеральный план геологопоисковых и научно-исследовательских работ, опорного и разведочного бурения, принятый и осуществляемый Министерством нефтяной промышленности.

На обширной территории западной части Прикаспийской впадины в настоящее время можно выделить районы, перспективные в нефтеносном отношении, на которых и следует концентрировать разведки. К их числу, в первую очередь, относятся (см. фиг. 3): районы на юго-восточном продолжении Донбасса в полосе погребенного выступа герцинского фундамента (так называемого кряжа Карпинского); бортовые части Прикаспийской впадины.

ЛИТЕРАТУРА

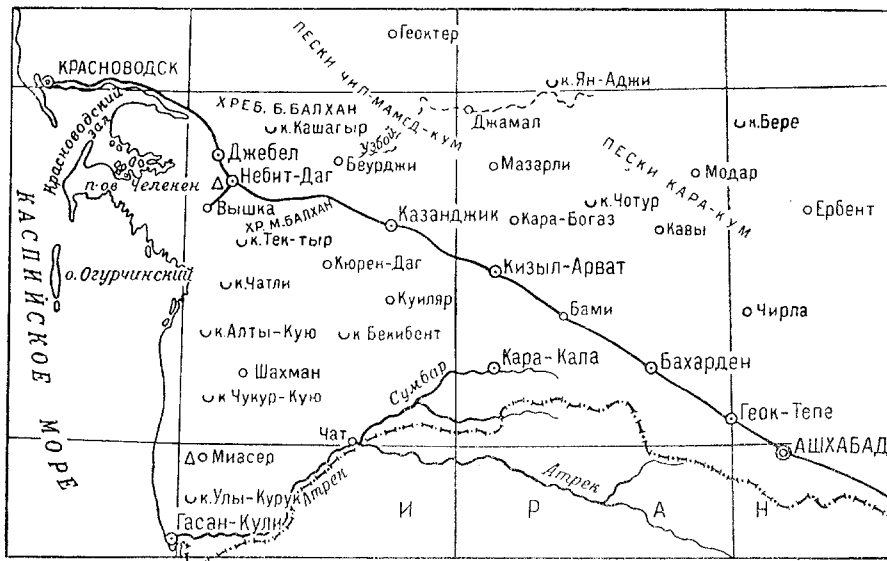
1. Алексеевич С. Н. Геологическое строение и нефтеносность полуострова Мангышлака. Труды НГРИ, нов. сер., вып. 16, 1941.
2. Архангельский А. Д. Общая геологическая карта Европейской части СССР, лист 94, Сталинград. Геологическое строение Западной половины листа. Изв. Геол. ком., 1928.
3. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, 1941.
4. Архангельский А. Д., Михайлов Н., Федькин В. В., Люстих Е. Н. Геологическое значение аномалий силы тяжести в СССР. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1937.
5. Айзенштадт Г. Е.-А. Нижне- и среднеюрские отложения Южной Эмбы. «Стратиграфия и фауны юрских и меловых отложений Эмбы». Труды ВНИГРИ, вып. 55, Гостоптехиздат, 1951.
6. Бакиров А. А. и Мирчинк М. Ф. О некоторых вопросах теории геотектонического развития крупных структурных элементов земной коры в связи с изучением нефтегазоносности. «Нефт. хоз.» № 9, 1951.
7. Бояринова Л. А. и Ильин В. Д. Новые данные о стратиграфии юрских отложений в окрестностях озера Эльтон. ДАН СССР, т. XXVII, вып. 1, 1951.
8. Богданов А. А. Новые данные по стратиграфии плиоценовых и пост-плиоценовых отложений Нижнего Поволжья. БМОИП (геол.), т. XI, вып. 4, 1933.
9. Богданов А. А. Астраханское месторождение природных газов. Труды геол. службы треста «Востокнефть», вып. 1, 1934.
10. Богданов А. А. Соляные купола Нижнего Поволжья. БМОИП (геол.), т. XII (3), 1934.
11. Гольдберг Ф. Ф. Калмыцко-Сальские степи. Сборник «Природные газы СССР», ОНТИ, 1935.
12. Донабедов А. Т. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса. Сборник «Большой Донбасс», Госгеолгиздат, 1941.
13. Дорохов В. Я. Озисское месторождение калийно-магнизиальных солей. «За недра Волго-Прикаспия», Саратов, 1940.
14. Жуков М. М. Плиоценовая и четвертичная история севера Прикаспийской впадины. Сборник Проблемы Западного Казахстана, т. II, изд. АН СССР, 1945.
15. Ильин В. Д. и Бояринова Л. А. Геологическое строение окрестностей озера Эльтон. Труды ВНИГРИ, сб. 4, Гостоптехиздат, 1954.
16. Карпинский А. П. Очерк геологического прошлого России. Общий характер колебаний земной коры в пределах Европейской России в минувшие геологические периоды (1894 г.). Собр. соч. Изд. АН СССР, 1939.
17. Карпинский А. П. К тектонике Европейской России (1919 г.). Собр. соч. Изд. АН СССР, 1939.
18. Камышева В. Г. О верхнеюрских аммонитах окрестностей озера Эльтон. Труды Н.-и. инст. геол. Сар. гос. ун-ва, т. II, вып. 2—3, 1938.
19. Конелювич А. В. и Эвентов Я. С. Пермские отложения Астрахани. ДАН СССР, т. 106, № 2, 1956.
20. Киселев С. М. Нижнее Поволжье. Сборник «Природные газы СССР», ОНТИ, 1935.
21. Косыгин Ю. А. О признаках эффузивной деятельности в западной части Прикаспийской впадины. ДАН СССР, т. XXVI, № 2, 1951.
22. Косыгин Ю. А. и Рябухин Г. Е. Бурение опорных скважин в Северо-Каспийской низменности. Бюлл. Нов. нефт. техн., отд. геол., № 5, 1951.
23. Косыгин Ю. А. и Рябухин Г. Е. Структура и нефтеносность Прикаспийской впадины. Труды Моск. фил. ВНИГРИ, вып. II, 1951.
24. Лапки И. Ю. О преддонском прогибе. ДАН СССР, нов. сер., т. XXVIII, вып. 2, 1951.
25. Мазарович А. Н. Опыт схематического сопоставления неогеновых и послетретичных отложений Поволжья. Изд. АН СССР, вып. 1, 1927.
26. Мазарович А. Н. Стратиграфия пестроцветных образований верхней перми и нижнего триаса Русской платформы. БМОИП (геол.), т. XVII (I), 1939.
27. Милановский Е. В. Очерк геологии Среднего и Нижнего Поволжья. Гостоптехиздат, 1940.

28. Мирчинк М. Ф. и Бакиров А. А. О геотектоническом развитии Русской платформы в связи с изучением ее нефтегазоносности. «Нефт. хоз.» № 1, 1951.
29. Мушкетов И. В. Геологические исследования в Калмыцкой степи. Труды Геол. ком., т. XVI, № 1, 1895.
30. Мушкетов И. В. Геологические исследования в Киргизской степи. Труды Геол. ком., т. XIV, 1896.
31. Наливкин В. Д. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрезано-Сылвенской депрессии. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 47. Гостоптехиздат, 1950.
32. Неволин Н. В. Геологическое строение и нефтеносность Прикаспийской впадины. Гостоптехиздат, 1950.
33. Пантелеев Ф. П. Геологическое строение и газоносность Южных Ергеней. Гостоптехиздат, 1947.
34. Православлев П. А. Труды к познанию Нижневолжских каспийских отложений. Часть I. Астраханское Заволжье. Труды Варшавского общества естествоисп., 1908.
35. Православлев П. А. Некоторые дополнения по геологии придельтовой части Нижнего Поволжья (крипто-структуры и газопроявления). Учен. зап. ЛГУ, № 9, сер. геол.-почв.-геогр., вып. 2, 1936.
36. Православлев П. А. Данные разведочного бурения на газ и нефть в Астраханском районе и перспективы дальнейших разведочных работ в Нижнем Поволжье. Труды НГРИ, сер. Б, вып. 7, 1932.
37. Руженцев В. Е. Основные фациальные зоны сакмарско-артинского комплекса на Южном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1948.
38. Степанов Д. Л. Верхний палеозой западного склона Урала. Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 54, Гостоптехиздат, 1951.
39. Тихонович Н. Н. Месторождения естественных горючих газов Нижневолжского края. «Нижнее Поволжье» № 6, 1928.
40. Тихий В. Н. Нефтеносные свиты Саратовских структур. «Сов. геол.», сб. 13, 1947.
41. Трофимук А. А. Нефтеносность палеозоя Башкирии. Гостоптехиздат, 1950.
42. Успенская Н. Ю. Проблема нефтеносности Калмыцко-Сальских и Нижневолжских степей. ОНТИ, 1935.
43. Фотиади Э. Э. Некоторые новые данные о строении области Прикаспийской депрессии. «Восточная нефть» № 9, 1940.
44. Шатский Н. С. Очерк тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части западного склона Южного Урала. Изд. МОИП, 1945.
45. Эвентов Я. С. Геология и газоносность Калмыцкой АССР. «Советская геология» № 10, 1940.
46. Эвентов Я. С. О возможности бурения на газ в районах городов Сталинграда и Астрахани. «Нефт. хоз.» № 8—9, 1945.
47. Эвентов Я. С. Распространение и характер осадков верхнего плиоцена в Северном и Северо-Западном Прикаспии. БМОИП, отд. геол., т. XXIV (5), 1949.
48. Эвентов Я. С. Юрские отложения Астрахани. ДАН СССР, т. XXXVI, № 2, 1952.
49. Эвентов Я. С. и Шевелева В. С. Меловые отложения Астрахани. ДАН СССР, т. XXXVI, № 4, 1952.
50. Яншин А. Л. О погребенных герцинидах к востоку от Каспийского моря. БМОИП, № 5—6, 1945.
51. Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сборник памяти акад. А. Д. Архангельского. Изд. АН СССР, 1951.

В. А. Атанасян

ТУРКМЕНСКАЯ ССР

В Туркменской ССР две опорные скважины пробурены в Прибалханском районе и одна скважина в западной части Бухарско-Хивинской депрессии, непосредственно прилегающей к территории Туркменской ССР.



Фиг. 1. Схематическая обзорная карта Западной Туркмении:

△ — опорные скважины.

Прибалханский район Западной Туркмении расположен в северной части Прикаспийской низменности. На севере он ограничен горными сооружениями Куба-Дага и Большого Балхана, на востоке — затухающими отрогами Конет-Дага и Малого Балхана; западная граница района, по данным гравитационной съемки, проходит в пределах прибрежной части Каспийского моря, а южная соответствует пироте острова Огурчинского (по Ю. Н. Юдину) (фиг. 1).

Несмотря на то, что вопросами геологического строения Прибалханского района более полувека занимается широкий круг геологов, ряд проблем до последнего времени оставался неразрешенным даже для Небит-Дага и Челекена, разведочное бурение на которых проводится свыше нескольких десятков лет.

Основные затруднения в изучении геологического строения рассматриваемой территории обусловлены слабой обнаженностью коренных пород и чрезвычайной сложностью тектоники.

Большая часть Прибалханской депрессии представляет собой равнину, покрытую мощным плащом древнекаспийских отложений, а также четвертичными покровными образованиями, скрывающими под собой детали строения этой области. Среди них лишь отдельными островками выступают более древние дислоцированные коренные породы ашшерона, акчагыла и красноцветной толщи, слагающие структуры Челекена, Небит-Дага, Боя-Дага, Сыртланли и др. Некоторые же структуры — Кум-Даг, Худай-Даг, Котур-Тапе и другие — сложены на поверхности дислоцированными бакинскими отложениями.

По этим отдельным выходам коренных пород трудно судить о геологическом строении Прибалханского района, а тем более о глубинном строении развитых здесь структур.

СТРАТИГРАФИЯ

В геологическом строении Прибалханского района и окаймляющих его горных сооружений принимает участие мощный осадочный комплекс мезокайнозойских отложений.

Горные хребты Большой Балхан, Малый Балхан и Копет-Даг, окаймляющие депрессию, сложены преимущественно породами юрского, мелового и палеогенового возраста, которые по мере приближения к равнинной части постепенно погружаются и перекрываются более молодыми кайнозойскими отложениями.

Красноцветные отложения. Наиболее древними отложениями неогена в пределах Прибалханской депрессии является красноцветная толща. Она имеет весьма широкое распространение, но выходы ее на дневную поверхность очень немногочисленны и ограничиваются Челекеном, Красноводским плато, Моижуклы, Боя-Дагом и Сыртланли. Бурением красноцветные отложения вскрыты на многих структурах — Небит-Даг, Кум-Даг, Худай-Даг и др.

Однако полные разрезы этих отложений в Прибалханском районе, и в частности на нефтеносных структурах, отсутствуют. До последнего времени оставались неизвестными как низы красноцвета, так и подстилающие его отложения. Эти последние не были вскрыты и глубоким бурением. Единственным указанием на состав отложений, залегающих ниже известной части красноцветной толщи в нефтеносных структурах, является наличие обломков палеогеновых и мезозойских пород среди сопочной брекчии древнего массива Алигули на Челекене.

Несмотря на монотонность отложений, красноцветной толщи, в отдельных по простиранию участках фациально они резко изменяются.

Так, в восточных и центральных районах Западной Туркмении аналоги красноцветной толщи представлены континентальной галечниково-конгломератовой серией. Полные и наиболее мощные разрезы ее встречаются в Прикопетдагской депрессии (Келята, Ак-Тапе, Арчман). Сложена она в основном конгломератами, состоящими из обломков и галек песчаников и известняков со сравнительно небольшими прослоями песчаников, песков и, в особенности, глин.

Ближе к горным системам Куба-Дага и Большого Балхана (в юго-восточной части Красноводского полуострова) рассматриваемые отложения сложены преимущественно конгломератами, состоящими из слабо окатанных галек и валунов осадочных и изверженных пород, переслаивающихся с грубозернистыми песчаниками и песчанистыми глинами с включениями гравия и гальки.

В наиболее восточных участках Прибалханского района (Боя-Даг, Сыртлали) красноцветные отложения имеют иной облик, а именно: конгломераты здесь совершенно исчезают и разрезы в основном представлены крупнозернистыми песками и песчаниками с редкими включениями мелких галек в 2—3 мм. Глинистые пачки в разрезе составляют незначительный процент.

По мере продвижения от Боя-Дага на запад наблюдается постепенное замещение песков и песчаников глинистым материалом. В небитдагских разрезах, вскрытых скважинами, красноцветная толща состоит из чередования песков, песчаников и глин; последние имеют подчиненное значение.

На юго-западе Прибалханской низменности, в Кеймир-Чикишлярском районе и на Челекене, разрезы красноцвета представлены в основном глинами, чередующимися с прослоями глинистых алевроитов и алевролитов; последние играют здесь явно подчиненную роль.

Возраст красноцветных отложений пока точно не установлен, но повсеместно эти осадки перекрываются акчагыльскими отложениями. В юго-восточной и северо-западной части Красноводского полуострова они, без видимых признаков несогласия, залегают над среднесарматскими породами. Таким образом, красноцветная толща стратиграфически занимает место между средним сарматом и акчагылом.

Акчагыльские отложения. В пределах Западной Туркмении акчагыльские отложения пользуются широким распространением. Разрезы этих отложений отличаются значительным непостоянством, так как литологический состав и мощность их резко меняются по простиранию. На Челекене акчагыльские отложения («рыбные пласты») сложены серыми тонколистоватыми мергелями, заключающими тонкие прослой вулканического пепла в нижней части разреза и характерный прослой черной сланцеватой глины в средней. Мощность их составляет здесь 106 м.

В некоторых разрезах в песчаных глинах отмечается присутствие прослоев конгломератов и галечных включений.

В небитдагском разрезе акчагыльские отложения мощностью от 200 до 300 м представлены преимущественно песчаными глинами с прослоями нефтеносного песка (II нефтеносный горизонт). Дальше к востоку, в разрезах Боя-Дага, эти отложения представлены тонкослоистыми мергелями с прослоями песчаников; их мощность достигает 150 м.

Апшеронские отложения. В пределах Прикаспийской низменности апшеронские отложения отличаются значительной изменчивостью своего состава. В северо-восточной части рассматриваемой территории (Небит-Даг, Боя-Даг, Сыртлали) в строении апшерона, наряду с морскими, принимают участие, по всей вероятности, и дельтовые отложения. В Небитдагской складке нижний отдел апшерона сложен глинами, средний отдел — глинами с прослоями песка.

Апшеронские отложения на Челекене залегают несогласно на акчагыле и разделяются на три части, между которыми имеются несогласия в залегании.

Нижняя их часть состоит из мергелей и известковистых глин серых и красных мощностью до 200 м. Средняя часть выражена преимущественно черными сланцеватыми глинами, заключающими песчаные прослой. Мощность среднего апшерона 170 м.

Верхняя часть разреза сложена красноватыми мергелями, в основании которых проходит пласт известняка-ракушняка. Мощность верхнего апшерона достигает 16 м.

Четвертичные отложения. Четвертичные отложения широко распространены в пределах Прикаспийской низменности. За последнее время эти отложения сравнительно детально были изучены П. В. Федоровым.

В настоящем очерке мы ограничимся только приведением предложенной им стратиграфической схемы четвертичных отложений (снизу вверх): 1) древне-четвертичные континентальные образования; 2) бакинский ярус; 3) хазарский ярус; 4) хвалынский ярус; 5) раннехвалыньские отложения; 6) аллювиальные отложения раннехвалыньского времени; 7) позднехвалыньские отложения; 8) аллювиальные отложения позднехвалыньского времени и 9) новокаспийский ярус (отложения с *Cardium edule* L.).

ТЕКТОНИКА

На основании гравиметрических и, в особенности, сейсмических данных, согласно Ю. Н. Годину и В. В. Федынскому, тектоническая схема Прибалханского района представляется в следующем виде.

Особенностью тектоники этой низменности являются крупные антиклинальные складки асимметрического строения, которые в основном развиты вдоль осевого прогиба депрессии.

Крупные складки — Боя-Даг, Сыртланли, Монжуклы, Небит-Даг, Котур-Тапе, Нежим-Кули и Чокракская (на Челегене) — тянутся цепью вдоль центральной части Прибалханской депрессии. Геофизическими исследованиями обнаружены погребенные части этих складок, размеры которых составляют 20—30 км вдоль оси и 10—15 км в поперечном направлении. Южные крылья падают более круто — под углами 10—15°, северные более полого — под углами 5—10°. Оси этих крупных складок не параллельны оси депрессии, а отклоняются от нее под некоторым углом, вследствие чего складки кулисообразно заходят одна на другую.

Каждая такая крупная складка построена довольно сложно. Структурная схема Небит-Дага дает картину, типичную и для других структур Прибалханской депрессии. Восточная часть Небит-Дага приподнята по отношению к западной, и южное крыло складки более крутое, чем северное. Наиболее приподнятая часть, где отсутствуют непрерывные горизонты, отражающие упругие волны, представляет ряд отдельных блоков, рассеченных множеством меридиональных и широтных сбросов с амплитудой 150—400 м и горизонтальным смещением до 1000 м. Надо полагать, что в пределах присводовой части складки имеются отдельные более приподнятые участки. Такое же сложное строение наблюдается на погребенной структуре Наджим-Кули—Котур-Тапе.

Общий характер антиклинальных складок детально изучен сейсморазведочными работами и вполне согласуется с представлениями В. Б. Порфирьева, который указывал, что типичной структурной формой для Прибалханского района являются брахиантиклинальные складки, осложненные в присводовой части эпиантиклинальными сбросами, во многом аналогичные складкам Апшеронского полуострова.

Сложность строения антиклиналей Прибалханского района подчеркивается, помимо перечисленных признаков, еще и несогласным простиранием отдельных его складчатых зон различного возраста. Оставляя в стороне несоответствия простираний оси депрессии в целом с осями отдельных складок, можно отметить различное направление складчатости в продуктивной толще и более молодых отложениях. При сопоставлении

материалов геологического картирования с данными сейсмической разведки оказывается, что более поздняя постплиоценовая фаза складчатости отразилась в широтном простирании складок, в то время как ось складки, прослеженной сейморазведкой на глубине 1—3 км, отклонена на северо-запад, а ось весьма глубокого прогиба в мезозое и в более древних породах, вдоль которой проходит региональный гравитационный минимум, отклонена еще далее по ходу часовой стрелки.

Особенное внимание привлекает Кеймир-Чикишлярский район с его необычайным простиранием тектонических линий.

Тектонику Кеймир-Чикишлярского района Ю. Н. Годин и В. В. Федынский представляют как сложную двухэтажную конструкцию. Роль нижнего этажа здесь играет жесткий участок, для которого в предшествующей орогенетической фазе допускается возможность дислокаций широтного простирания, господствующего и ныне в окаймляющих депрессию хребтах. Сейчас этот участок играет пассивную роль плиты. Молодая тектоника выразилась в опускании в этой жесткой зоне отдельных участков на значительную глубину, с одновременным возникновением в ней разломов и краевых складок. При этом в краевых частях котловины накопились мощные толщи осадков. В этих осадках возникли структуры «второго этажа», идущие вкрест простиранию более древней складчатости нижнего этажа.

Подтверждение этой точки зрения можно найти в длинных меридиональных и коротких поперечных сбросах и разрывах, отмеченных сейсмическими работами, а также в наличии грязевых вулканов, которые располагаются вдоль меридиональных линий, характеризую движение пластических масс в ослабленных тектонических зонах.

Совокупность имеющихся геологических и геофизических данных позволяет допустить, что указанные выше особенности тектоники Кеймир-Чикишлярского района обязаны своим возникновением проявлению новейшей фазы тектонических движений, отличающихся по своему характеру и направлению от широтных дислокаций, которые ранее долгое время господствовали во всей рассматриваемой области.

ОПОРНОЕ БУРЕНИЕ В ЗАПАДНОЙ ТУРКМЕНИИ

Западно-Туркменская нефтеносная область, вместе с тесно связанной с нею зоной погружения складчатых сооружений Западного Копет-Дага и Прикопетдагской депрессии, должны рассматриваться как первоочередные разведочные объекты, заслуживающие широкого развертывания геологических и геофизических работ и разведочного бурения.

Громадное значение для освещения основных черт геологического строения этой территории должно иметь бурение сети опорных скважин, которые А. В. Дановым намечались в следующих областях: в Прибалханской депрессии — для вскрытия всего разреза красноцветной толщи (погребенная структура Миасер, Бугдайли — г. Зейрак, Небит-Даг); в западном Копет-Даге — для освещения нижнемеловых и юрских отложений и, наконец, в прикопетдагской депрессии — две структурные скважины для изучения ее строения.

Однако опорное бурение в Западной Туркмении ограничилось двумя скважинами на структурах Небит-Даг и Миасер-Кеймир-Чикишлярского района.

В задачу указанных опорных скважин Миасер № 1 и Небит-Даг № 367 входило изучение литологии, стратиграфии красноцветной толщи, а также освещение нижней части ее разрезов со вскрытием подстилающих отложений, не известных до настоящего времени в Прибалханской низменности.

В настоящем очерке приводятся итоги опорного бурения по упомянутым выше скважинам.

ОПОРНАЯ СКВАЖИНА МИАСЕР № 1

Разведочная площадь Миасер расположена в районе Кеймира. Вся разведочная площадь Кеймир-Чикишлярского района покрыта мощным плащом современных и древнекаспийских отложений и характеризуется полным отсутствием выходов коренных пород.

Структура Миасер находится среди ровного солончака, незначительно возвышающегося под уровнем Каспийского моря.

По данным сейсмической разведки район расположения опорной скважины представляет собой погребенное поднятие типа брахиантиклинальной складки, длинная ось которой расположена с юго-запада на северо-восток. Длина складки, установленная сейсмическими исследованиями (методом отраженных волн), 32 км, ширина ее 9 км. Свод складки широкий, крылья пологие.

Условный сейсмический горизонт интерпретируется как кровля красноцветных отложений, залегающих на своде на глубине 1350 м.

Опорная скважина Миасер № 1 проектировалась на вскрытие красноцветной толщи и подстилающих ее отложений.

До глубины 900 м скважина бурилась без отбора керна. На глубинах 900—1300 м отбор образцов производился амбровом, начиная же с глубины 1300 м — колонковым долотом. Всего линейный выход керна в скважине равен 49,78 м, что составляет 3,68% к проходке с отбором и ко всей глубине скважины 2,21%.

Отбор шлама из глинистого раствора производился через каждые 5 м проходки, с глубины 1220 м.

При глубине 2250 м в скважине произошла авария, что привело к прекращению бурения и ликвидации скважины.

Научная обработка каменного материала сводилась к следующим видам исследований: петрографическим (гранулометрический анализ, иммерсионное изучение минералов, описание шлифов); микрофаунистическим; спорово-пыльцевому анализу; люминесцентно-битуминологическому анализу; определению пористости.

Для разрешения проблемы нефтеносности этого района огромное значение имеет уточнение его стратиграфии, литологии и тектоники. Выяснение связанных с ними вопросов находится в тесной зависимости от наличия фактического материала. Бурящие организации, в расчете на каротажные данные, совершенно игнорируют отбор керна и, следовательно, его изучение, без которого разведочное бурение может рассчитывать только на случайные результаты.

По указанным причинам, т. е. из-за плохого выноса керна, опорная скважина в Миасере оказалась неполноценной. Однако некоторые выводы, полученные при бурении и обработке имеющегося керна, заслуживают внимания.

В результате литолого-петрографических и микропалеонтологических исследований и данных кароттажа более или менее уточнены стратигра-

фические горизонты вскрытого скважиной разреза, а в красноцветной толще выделен ряд литологических пачек, с определенным комплексом тех или иных минералов.

Предлагаемая схема расчленения разреза ниже глубины 100 м представлена в следующем виде.

Верхняя часть — от 100 до 1370 м:

- 1) древнекаспийские и четвертичные отложения — от 100 до 220 м;
- 2) бакинский ярус — от 220 до 700 м;
- 3) апшеронский ярус — от 700 до 1070 м;
- 4) акчагыльский ярус — от 1070 до 1370 м.

Литологический состав всей этой части разреза, расчлененной только по данным кароттажа и микрофауны из шлама, не подтвержден выносом керна и поэтому приведенную схему следует считать ориентировочной.

Нижняя часть — от 1370 до 2239 м.

Красноцветная толща расчленена на следующие литологические пачки:

- 1) глинистую (1-ю) — от 1370 до 1745 м; в интервале 1370—1600 м руководящими минералами являются эпидот и магнетит; в интервале 1600—1745 м — эпидот и барит;
- 2) песчаную (1-ю) — от 1745 до 2115 м; руководящими минералами для нее являются эпидот и роговые обманки;
- 3) глинистую (2-ю) — от 2115 до 2146 м;
- 4) песчаную (2-ю) — от 2146 до 2173 м;
- 5) глинистую (3-ю) — от 2173 до 2250 м.

Руководящими минералами для этой последней пачки являются эпидот, гранат, брукит, анатаз, пирит и магнетит.

По многим глубоким скважинам, изученным после опорной скважины Миасер, было выяснено, что для самых низов разреза красноцветной толщи характерны большое содержание граната и наличие опала. Эти два минерала являются безошибочным критерием для выделения самой нижней части разреза.

При сопоставлении этих данных с данными опорной скважины Миасер можно сделать вывод, что в последней самые низы красной толщи не вскрыты.

ОПОРНАЯ СКВАЖИНА НЕБИТ-ДАГ № 367

Скважина заложена в сводовой части Центрального участка Небит-Даг, представляющего собой значительную возвышенность, выделяющуюся среди окружающей его ровной солончаковой пустыни. От Центральной, наиболее приподнятой части, склоны возвышенности плавно погружаются на запад и восток.

По данным сейсморазведки Небит-Даг является брахиантиклинальной складкой с длинной осью, вытянутой на 25 км в широтном направлении. В естественных обнажениях хорошо прослеживаются разломы, разбивающие складку на многочисленные тектонические блоки с амплитудой вертикального смещения от 10 до 400 м.

Сводовая и восточная части складки имеют ширину до 5 км, а западная — около 3 км. Вся складка характеризуется особо интенсивным развитием дизъюнктивных дислокаций, в том числе крупных разломов, отделяющих северные и южные крылья складки от сводовой части.

В строении Небитдагской складки участвуют отложения бакинского, апшеронского и акчагыльского ярусов, а также красноцветной толщи. Наиболее древними породами, слагающими ядро складки, являются отложения нижнего отдела апшеронского яруса, окаймляющиеся породами

среднего отдела апшеронского яруса и перекрываемыми по периферии трансгрессивно залегающими отложениями бакинского яруса.

Задача при бурении опорной скважины — вскрытие полного разреза красноцветной толщи. Первоначально скважина бурилась как разведочная и только впоследствии при забое 1169 м она была переведена в опорную. В этой скважине отбор керна до глубины 1300 м не производился. В интервале 1300—1800 м линейный выход керна составил 35,55 м, а по отношению к проходке с отбором (500 м) — 7,1%.

С глубины от 1800 до 2239,4 м бурение производилось со сплошным отбором керна. В пределах этого интервала линейный выход керна 242,3 м, что по отношению к проходке с отбором (с 1300 до 2239,4 м) составляет 25,8%.

Из глинистого раствора отбирался шлам от 0 до 1169 м через каждые 10 м проходки, от 1169 до 1700 м через каждые 2 м и от 1800 до 2239,4 м через каждый 1 м.

Как уже указывалось, геологические разрезы структур Прибалханской низменности и, в частности, небитагской складки, где были пробурены сотни разведочных скважин, до настоящего времени остаются неясными, так как бурящие организации не занимались отбором керна и свои стратиграфические построения производили только на основании кароттажа, данные которого не были подтверждены ни литологией пород, ни фауной. Почти такая же участь в отношении отбора керна постигла и опорную скважину.

Вся верхняя часть разреза до глубины 1300 м, сложенная апшеронскими, акчагыльскими отложениями, а также красноцветной толщей мощностью до 1000 м составлена по данным кароттажа и шлама.

Только при составлении второй части разреза ниже 1300 м были использованы данные керна материала.

Разрез, вскрытый опорной скважиной ниже 100 м, по данным кароттажа, шлама и керна, расчленяется на следующие стратиграфические горизонты (фиг. 2):

- апшеронский ярус — от 100 до 110 м;
- акчагыльский ярус — от 110 до 302 м;
- красноцветная толща — от 302 до 2153 м;
- сарматский ярус — от 2153 до 2239 м.

В красноцветной толще мощностью в 1941 м по литологическим особенностям выделяются следующие пачки:

- 1-я глинистая — от 302 до 1050 м; песчано-глинистая — от 1050 до 1302 м;
- 2-я глинистая — от 1302 до 1814 м; глинисто-песчаная — от 1814 до 2040 м;
- песчаная — от 2040 до 2153 м.

Наиболее детально эта толща была изучена лишь с глубины от 1800 до 2153 м. В этом интервале были выделены следующие руководящие минералы: 1) эпидот и частично роговые обманки — на глубине 1800—2000 м; 2) гранаты и опал — на глубине 2000—2130 м; 3) турмалин — на глубине 2130—2153 м.

Последний минерал в относительно большом количестве приурочен, главным образом, к свите нижележащих обломочных известняков с многочисленными остатками фауны и оолитами.

Отложения сарматского яруса состоят из обломочных известняков. Ввиду того, что эти известняки впервые встречены на разбуриваемых площадях Прибалханского района, необходимо дать несколько подробнее их описание.

Непосредственно под песчаной пачкой с глубины 2153 м наблюдается резкое изменение пород, слагающих низы разреза. Они в основном относятся к обломочным известнякам темносерого цвета с зеленоватым оттенком. В них обнаружены остатки фауны — брахиопод, криноидей, мшанок, кораллов и других, а также многочисленные фораминиферы. Вокруг остатков фауны, а иногда и кластических обломков наблюдаются концентрические известковистые обрастания. Наряду с ними присутствуют и настоящие известковистые оолиты, радиально-концентрического строения, округлой или овальной формы. Эти известняки переслаиваются с песками и, реже, с мелкозернистыми песчаниками и алевролитами.

Н. К. Быкова, изучавшая фауну, обнаружила в образцах присутствие миоценовых фораминифер и отдельных видов, известных только из сармата Крымско-Кавказской области (*Nonion subgranosus*). На этом основании она пришла к выводу, что рассматриваемые отложения миоценового возраста и, по видимому, древнее сармата.

Эти данные позволяют предполагать, что Небитдагская опорная скважина вскрыла весь разрез красноцветной толщи и вошла в подстилающие ее отложения.

В результате комплексного изучения, помимо расчленения разреза, удалось также установить характер изменения красноцветных отложений в вертикальном направлении.

Так, по данным градулометрического состава установлено, что более верхние части разреза красноцветной толщи, от кровли ее, примерно до глубины 1800 м, сложены в основном глинистыми породами. По мере углубления скважины наблюдается постепенное увеличение содержания песчаных пород.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КРАСНОЦВЕТНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

На основании имеющегося недостаточного материала по опорным скважинам Миасер и Небит-Даг, а также по данным разведочного бурения и полевых наблюдений, лишь в некоторой степени можно сделать фациальный анализ отложений красноцветной толщи и дать характеристику условий их накопления.

На всей территории Западной Туркмении континентальные отложения красноцветной толщи представлены двумя основными резко различными типами.

Первый тип, представленный глинистой фацией, развит в более западных районах Прибалханской низменности (Челекен, Красноводское плато, Кеймир-Чикишлярский район).

Ко второму типу красноцветных отложений относится серия конгломератов, имеющих широкое распространение. Начиная с Малого Балхана, эти конгломераты тянутся далеко на восток, охватив почти всю Прикопетдагскую депрессию. Эти огромные толщи конгломератов и брекчий до 1000 м мощности отлагались в результате энергичного размыва приподнятых частей суши Копет-Дага, Малого Балхана и других горных сооружений.

По мере продвижения с запада на северо-восток в Прибалханской низменности красноцветные осадки постепенно меняют свой облик, переходя от глинистой фации в песчаную. Так, в районе Небит-Дага и Монжуклы глины замещаются мелкозернистыми песками и песчаниками, которые, в свою очередь, несколько восточнее (Боя-Даг, Сыртланли) переходят в

грубообломочный материал. Рассматриваемые отложения являются как бы переходными от глинистой фации к конгломератовой.

Вся площадь, занятая красноцветными отложениями, представляла обширный бассейн озерного типа, куда эти осадки приносились или одной многоводной древней рекой или целой системой рек. В том и другом случае надо полагать, что источниками сноса могла послужить одна и та же область, что доказывается весьма однообразным составом минералов, относящихся к одной минералогической провинции.

Мощные толщи конгломератов и брекчий, образовавшиеся вследствие разрушения приподнятых частей горных сооружений, окаймляющих Прикаспийскую низменность, по направлению к западу сменились крупнозернистыми и мелкозернистыми песчаниками, переходящими в самых западных окраинах ее в тонкие глины.

По имеющимся данным выясняется, что в формировании красноцветных отложений принимал участие, главным образом, материал приподнятых участков суши, находящихся сравнительно на большом расстоянии от бассейна осадконакопления. В пользу такого предположения говорят неправильно угловатая форма и слабая окатанность породообразующих минералов этих осадков, а также присутствие большого количества полевого шпата, часто представленного свежими зернами.

Наряду с этим наблюдаются хорошо окатанные обломки кварца, граната, циркона, рутила и других, присутствие которых в толще, повидимому, связано с переотложением.

Учитывая общую физико-географическую обстановку, можно прийти к выводу, что источниками сноса для отложения красноцветной толщи могли служить, главным образом, горные хребты Большого и Малого Балхана, Кюрен-Дага и Копет-Дага, окаймляющие с востока, севера и запада Прикаспийскую низменность. В строении этих хребтов, кроме послетретичных отложений, также принимали участие породы от палеогеновых до мезозойских и юрских, представленных черными сланцами.

Анализ фауны остракод позволяет говорить, по наличию обнаруженных представителей родов *Hyocypris*, *Limnocythere*, *Stenocypris* и *Encypris*, о довольно сильном опреснении бассейна, на фоне которого временами устанавливается более отчетливый солоноватоводный режим по присутствию представителей родов *Cythere*, *Cyprideis* и *Kaspiella*. Наличие пыльцы и спор ксерофитных и других тропических и субтропических растений свидетельствует, что в период отложения рассматриваемых осадков господствовали жаркие и сухие климатические условия, которые в дальнейшем неуклонно изменялись в сторону все большего похолодания.

В Прикаспийской низменности в конце миоцена и в начале плицена происходили опускания, куда и вторгалось Акчагыльское море, которое образовало два обширных залива — Красноводский и Западно-Копетдагский, хорошо сообщающиеся с морем. Оба эти залива были мелководными, однако временами, когда опускание дна опережало накопление осадков, создавались условия для перехода к заливам, сравнительно глубоководным.

Тектоническими движениями, происходившими между акчагыльским и апшеронским веками, обусловлено наблюдаемое в пределах Прикаспийской низменности несогласное залегание апшеронских отложений на акчагыле.

Вероятно, что в пределах указанной территории, после регрессии акчагыльского моря, имели место процессы континентальной седиментации, предшествующие новому вторжению в апшеронский век моря, которое

занимало меньшую площадь в пределах Западной Туркмении по сравнению с акчагыльским.

Присутствие в составе апшеронских отложений северо-восточной части Прикаспийской низменности аллювиально-дельтовых образований свидетельствует о существовании в это время речной системы, транспортировавшей в Апшеронское море обломочный материал, поступавший из смежных горных сооружений.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Опорные скважины Туркмении на структурах Миасер-Кеймир-Чикишлярского района и на Небит-Даге, несмотря на весьма низкий выход керна, все же значительно полнее, чем было до сих пор, осветили геологическое строение рассматриваемых площадей, расположенных на большом расстоянии друг от друга.

Вся огромная территория, расположенная между указанными районами, остается до настоящего времени совершенно не затронутой глубоким бурением, и строение ее глубинных частей, как и стратиграфия слагающих отложений, продолжают оставаться невыясненными.

Это положение создает серьезные препятствия для планомерного геологического изучения новых площадей, расположенных в пределах Прикаспийской низменности.

Для изучения этого района А. В. Данов считал необходимым заложение одной опорной скважины в центральной части Прибалханской низменности.

Из числа структур, выявленных геофизическими исследованиями, наиболее интересной он считал Бугдайлинскую структуру.

В соответствии с имеющимися геофизическими данными Бугдайлинская структура представляет собой вытянутую в меридиональном направлении антиклинальную складку с осью, несколько отклоняющейся к ССВ в северной части этой складки и к ЮЮВ в южной. Длина складки по оси составляет около 30 км.

Учитывая, что одной из основных задач, которые должны быть разрешены этой опорной скважиной, является вскрытие всего разреза неогеновых отложений, в том числе и красноцветной толщи до подстилающих их отложений, проектная глубина Бугдайлинской опорной скважины должна составлять не менее 3500—4000 м. Обязательным условием при проведении опорной скважины является полный отбор керна по всему разрезу.

Э. Э. Фотиади

О КРУПНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ ТЕКТониКИ ЮГО-ВОСТОКА ЕВРОПЕЙСКОЙ ЧАСТИ СССР

В статье сообщаются некоторые новые данные о тектоническом строении юго-востока Европейской части СССР и прилегающих районов.

Кратко рассмотрено строение районов Прикаспийской впадины, Закаспия (Устюрта, Мангышлака и Западной Туркмении), Каспийского моря и, наконец, территории между Черным и Каспийским морями, в том числе и районов Предкавказья. Специальное внимание уделено вопросам сочленения докембрийского и палеозойского складчатых комплексов фундамента Русской платформы, граница между которыми проходит в рассматриваемых районах.

В основу излагаемых здесь представлений о тектоническом строении перечисленных районов положена сводная геофизическая и структурная карта, составленная по данным региональных геофизических исследований опорного и глубокого разведочного бурения в Научно-исследовательском институте геофизической разведки (НИИГР) Министерства нефтяной промышленности СССР.

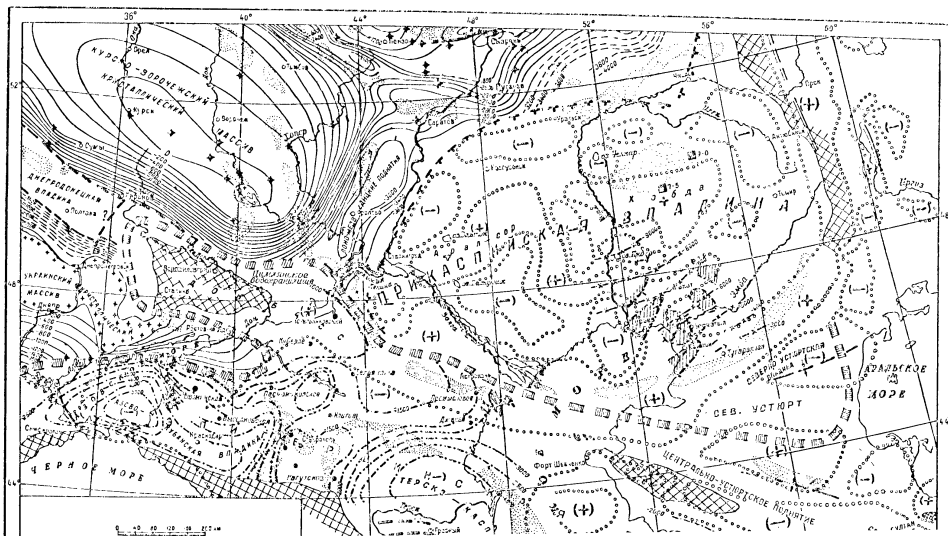
ПРИКАСПИЙСКАЯ ВПАДИНА

Под этим названием понимается область глубокого погружения кристаллического фундамента (до 10 км и более) и накопления мощных толщ терригенных и гидрохимических осадков, расположенная на юго-востоке Русской платформы. Переход во впадину из окружающих ее с севера и запада областей относительно повышенного залегания кристаллического основания имеет, вероятно, ступенчатый характер, связанный, по видимому, с наличием глубинных разломов в фундаменте. К одной из крупных ступеней — террас на восточном склоне Воронежского массива приурочена полоса Доно-Медведицких поднятий, к востоку от которой погружение фундамента в Прикаспийскую впадину происходит особенно резко.

Крутое уступообразное погружение фундамента в Прикаспийскую впадину характерно и для большей части северной ее периферии. Предполагаемые разломы фундамента проявляются полосовыми различной протяженности и интенсивности магнитными максимумами. Восточное ограничение впадины проходит вдоль складчатой зоны Урала. В этих частях Прикаспийской впадины возможно ожидать значительных структурных осложнений, поскольку они развивались в сложных условиях краевых мигрировавших по площади субгеосинклиналей — областей перехода от платформы к уральской геосинклинали герцинского и более ранних этапов. О южном ограничении Прикаспийской впадины будет сказано ниже.

Обычно границы Прикаспийской впадины проводят в зоне сгущенных изоаномал силы тяжести, что сделано и при построении нашей карты (фиг. 1). Как известно, Прикаспийская впадина характеризуется преобла-

Sanitized Copy Approved for Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010024-3



Sanitized Copy Approved for Release 2010/08/05 : CIA-RDP80T00246A036200010024-3

дающим развитием в ее внутренних частях интенсивных отрицательных аномалий силы тяжести, отражающих глубокое погружение кристаллического основания и скопление мощных толщ кунгурской каменной соли и песчано-глинистых отложений мезо-кайнозоя. Положительные аномалии приурочены, во-первых, к окружающим впадину областям относительно высокого положения фундамента и, во-вторых, к внутренним частям самой впадины. В последних районах проходит известная Аралсорско-Хобдинская зона крупных, но разобщенных между собой максимумов силы тяжести, как бы разделяющая впадину на две наиболее погруженные ее части: 1) северную и западную — меньшую и 2) южную — большую, с исключительным развитием минимумов силы тяжести, что особенно характерно для северных и западных районов впадины. В южной же ее части среди поля с преобладающими отрицательными аномалиями устанавливается несколько разветвляющихся зон относительных максимумов небольшой интенсивности. О предполагаемой геологической природе этих максимумов говорится ниже.

На фоне описанного распределения региональной аномалии силы тяжести более детальными гравиметрическими съемками выделяется чередование локальных зон ее относительных минимумов и максимумов, из которых первые отвечают соляным куполам, а вторые — межкупольным пространствам.

Результаты детальных сейсморазведочных работ, проведенных в районах Южной и Северной Эмбы, на значительном числе площадей, относящихся как к соляным куполам, так и к межкупольным пространствам, свидетельствуют о большом разнообразии структурных форм и сложности строения этих участков.

В их пределах выделяется несколько типов соляных куполов, различающихся между собой формой и мощностью соляного ядра, крутизной склонов, глубиной залегания сводовых частей, характером строения и дислокаций надсолевой мезокайнозойской толщи и т. д. Здесь же намечается тяготение отдельных типов соляных куполов к определенным частям Прикаспийской впадины.

Что касается межкупольных пространств, то на их значительной части в ряде случаев также существуют глубоко погруженные солянокупольные структуры различного вида [16, 28 и др.].

Повсеместное распространение солянокупольной тектоники во внутренних частях Прикаспийской впадины, установленное не только в пределах региональных минимумов, но и в пределах крупных максимумов Аралсорско-Хобдинской зоны, делает крайне затруднительным расшифровку глубинного строения впадины.

В 1940 г. нами впервые было высказано предположение о существовании в Прикаспийской впадине подсолевого структурного плана платформенного типа и о расчленении этого плана, названного тогда основным структурным планом впадины, на участки его относительного подъема и погружения (типа антеклиз и синеклиз). Именно этот основной структурный план и определяет расположение соляных куполов по площади впадины.

В качестве возможных участков его подъема были указаны зоны относительных максимумов силы тяжести в пределах Южно-Эмбенского района [28]. Что касается крупных внутренних региональных максимумов Аралсорско-Хобдинской зоны, то в развитие взглядов Ю. А. Косыгина [11] они в то время трактовались как крупные палеозойские поднятия, в пределах которых предполагалось отсутствие соляных куполов [27, 28]. В по-

следующем это предположение, как известно, было опровергнуто сейсморазведкой, указавшей на наличие соляных куполов в пределах как Хобдинского, так и Аралсорского максимумов. Что касается положительных аномалий силы тяжести, окаймляющих впадину, в том числе и южной полосы максимумов, то уже и тогда они рассматривались как границы области распространения соляных куполов. При этом указывалось, что с продвижением от центра к периферии впадины происходит постепенное затухание солянокупольной тектоники, связанное с постепенным уменьшением мощности соленосной толщи нижней перми в этом направлении и прогрессирующим увеличением в этой толще роли ее сульфатных компонентов (гипсов и ангидритов), которые доминируют в крайних периферийных районах впадины [27, 28]. Такое предположение в дальнейшем хорошо подтвердилось при разведке как южноэмбенского максимума, так и в Хвалынско-Сталинградском Поволжье.

Идея существования в Прикаспийской впадине крупного подсолевого структурного плана платформенного типа и его определяющее значение в распределении соляных куполов по площади получила дальнейшее развитие при анализе накопленного за последние годы материала бурения и сейсморазведки [16].

На карте в Южно-Эмбенском районе в схематизированном виде выделены участки сокращенных и увеличенных мощностей мезозоя (мела и юры), для отдельных подразделений которого карты изопакхит опубликованы П. Е. Харитоновым [32].

Здесь отчетливо выделяется центральный участок сокращенных мощностей этой толщи (так называемый «Жилокосинский выступ»), оконтуриваемый зонами увеличенных мощностей (Вайчунасский и Каратонский прогибы). Продолжая развивать идею существования в этих районах крупного подсолевого структурного плана, П. Е. Харитонов указывает на его определяющее значение в распределении соляных куполов по площади Южно-Эмбенской области. Интересно отметить, что выделенная им Жилокосинская зона сокращенных мощностей мезозоя, как и другие такие же области, расположенные к северо-западу и северо-востоку от нее (на карте только намеченные), тяготеет к участкам относительных максимумов силы тяжести, принимаемых нами за участки поднятий подсолевого структурного плана.

Анализируя глубинное строение Прикаспийской впадины, П. Е. Харитонов, вслед за Н. А. Калининым (1950 г.), приходит к убеждению о существовании в ее пределах ряда региональных разломов в фундаменте, обуславливающих ступенчатое погружение впадины от ее восточных окраин к центру. В восточной половине впадины он выделяет три таких крупных разлома [33]. Н. А. Калинин (1950 г.) предполагает значительно большее количество подобных разломов, причем по его представлениям эти разломы имеют не только меридиональное (Уральское) направление, как у П. Е. Харитонова, но в различных частях впадины они сохраняют ориентировку, соответствующую ее краевым частям.¹ Конечно, многие из намечаемых подобным образом разломов в настоящее время представляются весьма гипотетичными и недостаточно аргументированными, но важно подчеркнуть

¹ В последнее время представления о наличии ряда региональных тектонических уступов, определяющих тектоническую зональность и ступенчатое погружение северо-западных участков Прикаспийской впадины от ее периферии к центру, развиваются и конкретизируются в работах И. О. Брода и А. Г. Злизиной (1952 г.), Г. В. Вахрушева, А. А. Рождественского и других (1949—1952). В основу подобных выводов ими положены материалы геологических и геоморфологических исследований.

принципиальную сторону таких предположений, которая нами, безусловно, поддерживается. Считая Прикаспийскую впадину глубоко погруженной областью Русской платформы, мы вправе предполагать и здесь существование характерных для последней «глыбовых» перемещений блоков докембрийского фундамента, происходящих вдоль «швов» или глубинных расколов, заново образующихся или обновляющихся.

Недавно нами было высказано предположение, что Хобдинский и Аралсорский максимумы силы тяжести отражают ныне глубоко погруженные выступы фундамента, подобные Татарскому и предполагаемому Бузулукскому сводам. Впадины между этими выступами (это относится особенно к северной впадине), вероятно, заключают значительные мощности и доживетских (бавлинских) отложений.

К сожалению, во внутренних частях Прикаспийской впадины отсутствует повсеместная магнитометрическая съемка с достаточной плотностью пунктов наблюдения. Здесь имеются только разрозненные участки, на которых иногда выделяются локальные зоны магнитных максимумов слабой интенсивности. Одна подобная зона приурочена к северным склонам Хобдинского гравитационного максимума и отвечает, повидимому, разлому в фундаменте, по которому его соседние участки перемещались друг относительно друга, причем участок собственно Хобдинского максимума, видимо, приподнят относительно погруженных северных и южных частей впадины. Аналогичные зоны магнитных максимумов намечаются и в южной половине впадины, а также в ее западной части. Все эти зоны, повидимому, отражают участки глубоких магматических внедрений эффузивных излияний, приуроченных, как надо предполагать, к зонам расколов в фундаменте.

В последнее время в результате сейсморазведочных работ в районах Южной Эмбы удалось получить некоторое представление о форме и глубине залегания поверхности подсолевых отложений так называемого сейсмического горизонта «Р» [1], но вследствие больших глубин до этой поверхности выясняется лишь общий характер ее поведения; детали остаются пока неясными. По этим данным намечается региональное погружение поверхности подсолевых отложений от южной периферии впадины к ее центру — от 2500 м в зоне южноэмбенского максимума до 9000 м в районе оз. Индер, а к северу от него еще глубже [10].

Следует высказать ряд сомнений о повсеместной приуроченности горизонта «Р» именно к «поверхности подсолевых отложений». Обоснованных данных для такой конкретизации геологической природы этого горизонта в настоящее время нет. Более или менее обоснованно можно говорить о приуроченности горизонта «Р» к поверхности отложений карбона (артинские отложения здесь из разреза выклиниваются) лишь в районах южноэмбенского максимума силы тяжести, где в пределах Тугаракчанского поднятия для этого имеются соответствующие данные бурения. Но уже в пределах северных частей этой зоны поднятия вполне возможны неоднократные «перескоки» горизонта «Р» с одной поверхности в подсолевом комплексе на другую. Выдержанная корреляция этого горизонта здесь нарушается, поскольку погружение происходит «ступями».

Во внутренних районах впадины горизонт «Р» уверенно прослеживается лишь в пределах площадей соляных куполов; в межкупольных зонах, где отсутствует мощная однородная (по скорости) среда (соль), выделение горизонта «Р» часто оказывается невозможным. Таким образом, и здесь горизонт «Р» прослеживается лишь на отдельных изолированных участках.

И, наконец, явные и неизбежные ошибки в подборе средней скорости среды, лежащей выше горизонта «Р» (фактически средняя скорость, видимо, выше принимаемой при расчетах), обуславливают получение, вероятно, заниженных глубин горизонта «Р».

Учитывая все вышесказанное, нам представляется весьма вероятным, что во внутренних частях впадины горизонт «Р» отвечает не «поверхности подсолевых отложений», а значительно более глубоким горизонтам осадочного покрова или даже поверхности кристаллического фундамента. Это заключение находит определенное подтверждение в глубинах до «поверхности фундамента (7,5 — 9,0 км)», полученных соответствующими расчетами магнитных аномалий в северной части хобдинского максимума. Эти данные свидетельствуют о том, что во впадине, повидимому, имеют место значительные колебания поверхности кристаллического фундамента. На участках наиболее глубоких прогибов фундамента концентрируются, видимо, большие мощности отложений соленосного комплекса. Подобные участки характеризуются наиболее интенсивными минимумами силы тяжести. В центральных частях впадины к этим участкам относятся минимумы Индера, Лебяжинского, озера Челкара; на западе — это весьма интенсивные и обширные минимумы Баскунчака и Бисчохо, Эльтона и др.; на юге — Приморский (около Гурьева) и т. д. Последняя зона минимума продолжается в пределах Северного Каспия, что свидетельствует о распространении соляных куполов под дном моря.

Следует иметь в виду, что на усиление интенсивности минимумов силы тяжести как в западных, так и в юго-западных районах впадины оказывают влияние большие мощности третичных отложений, локализованные на отдельных участках. В восточной части впадины следует особо отметить крупный и весьма интенсивный Актюбинский минимум силы тяжести. Отнесение этого минимума только за счет многокилометровой мощности соли (до 6—8 км) не имеет достаточного обоснования. Следует учесть особое положение восточной части впадины, которая находилась в непосредственной близости к Уральской геосинклинали в различные этапы ее развития, и не исключена возможность, что упоминаемая зона минимума в значительной своей части имеет аналогичную природу с известной столь же обширной зоной минимума на западном склоне Южного Урала, обусловленной, как это было указано ранее, большими мощностями древних уральских свит (Фотиади, 1950 г.).

Другими словами в Актюбинском региональном гравитационном минимуме мы предполагаем отражение южного продолжения древнейшего (протерозойского) огромного прогиба, в северной части которого в последующем возник Башкирский антиклинорий, сложенный древними уральскими свитами. На западе этот протерозойский Уральский прогиб, видимо, захватывал и некоторую часть Русской платформы, как предполагают М. Ф. Гарань и Н. С. Шатский, а на востоке он был ограничен зонами древних поднятий Урал-Тау и Исетско Мугоджарского массива гнейсов и кристаллических сланцев.

С переходом к периферийным частям впадины и, в частности, к районам южноэмбенского максимума силы тяжести солянокупольная тектоника постепенно отмирает. В пределах самого максимума, как показывают данные сейсморазведки и бурения, развиты крупные, довольно пологие структуры платформенного типа. К настоящему времени здесь установлены следующие три такие крупные структуры, совпадающие по простиранию с южноэмбенским максимумом: Сарагамыская, Тугаракчанская и Диар-

ская. В пределах этих крупных структур располагаются более мелкие, как бы структуры следующего порядка. Характеристику всех этих структур приводил Н. А. Калинин [10].

Как показало бурение в Тугаракчане, в сводовой части этой структуры отсутствуют гидрхимические осадки нижней перми, нижняя юра и триас, а отложения средней юры ложатся с размывом на карбонатные породы каменноугольного возраста (C_3 и C_2), фаунистически параллелизуемые с фауниями карбона Второго Баку¹.

Следует подчеркнуть, что северные склоны у перечисленных выше крупных структур довольно круты ($10-15^\circ$), причем наблюдается ступенчатое их погружение в пределы солянокупольной области. Южные и юго-западные склоны этих структур значительно положе ($1-3^\circ$). Отмечается некоторое смещение на северо-запад мезозойского структурного плана по отношению к палеозойскому.

Другим участком южного полосового максимума силы тяжести, где проводилось глубокое бурение, является район г. Астрахани. Здесь после 80-метровой толщи кунгурских гипсов и ангидритов вскрыто более 300 м отложений нижней перми, представленных сверху карбонатами, ниже переходящими в глинисто-сланцевые разности, в фациях, близких к осадкам краевого прогиба и по фауне параллелизуемые с фациями Предуральского прогиба. В отложениях нижней перми содержатся фаунистически охарактеризованные обломки пород каменноугольного возраста (C_2 и C_1), что говорит о близости к району Астрахани в это время области сноса, в строении которой принимали участие породы карбона.

Наиболее распространенным в настоящее время является представление, впервые высказанное Н. С. Шатским и ныне отраженное на тектонической карте СССР о том, что южная граница распространения соляных куполов Прикаспийской впадины одновременно является и границей (граничной зоной) сочленения докембрийского и палеозойского комплексов фундамента Русской платформы [25].

По тем же представлениям палеозойский возраст фундамента предполагается и для восточной окраины Прикаспийской впадины.

Как мы видели, данные бурения в Тугаракчане и Астрахани не позволяют говорить о герцинском возрасте складчатого фундамента на юге Прикаспийской впадины и расценивать полосу южных, в том числе и южно-эмбенских максимумов, как отражение складчатого погруженного соединения Урала с Донбассом, идею которого выдвинул А. Д. Архангельский и которая после него получила широкое распространение. Несомненно, что в герцинском этапе тектогенеза в районах южного полосового максимума были распространены типично платформенные структуры, либо в лучшем случае структуры, характерные для областей, переходных от платформы к геосинклинали. Возможно, что полоса южных максимумов отражает не герцинский, а раннепалеозойский (если не позднепротерозойский) глубоко погруженный складчатый комплекс. Такое предположение, учитывая общее положение рассматриваемого района, вообще говоря, может иметь место².

¹ Подробнее см. в статье Г. Е.-А. Айзенштадта «Восточная часть Прикаспийской впадины», помещенной в настоящем сборнике.

² На Урале, Кавказе и в некоторых других южных районах СССР проявления каледонской складчатости известны довольно широко, однако крупных консолидированных ее массивов не сохранилось, поскольку каледонские структуры были вовлечены в новые геосинклинальные опускания и подверглись воздействию герцинского геотектонического этапа.

Однако фактических данных для подобного утверждения нет. На основании имеющихся в настоящее время материалов глубокого бурения и геофизики, в том числе гравиметрии и магнитометрии, можно найти и другое объяснение геологической природы полосы южноэмбенских максимумов.

Как видно на карте, на всем протяжении от южных склонов Мугоджар до Астрахани полоса южных максимумов силы тяжести сопровождается приуроченной к ее северным частям полосой магнитных максимумов. К западу от Астрахани гравитационные максимумы сливаются с положительными аномалиями, развитыми в этих районах. Магнитные же максимумы находят продолжение в слабых полосовых максимумах, пересекающих юго-восточный склон Воронежского массива. Описанное сочетание гравитационных и магнитных полосовых максимумов, с учетом данных бурения, позволяет высказать предположение, что южное ограничение Прикаспийской впадины, видимо, приурочено к зоне глубинных разломов древнего заложения, вдоль которых часть впадины погрузилась в домезозойское время, а районы Северного Устюрта, наоборот, испытали горстообразное поднятие.

Вероятное внедрение в зоне разломов больших масс магматических пород основного состава обуславливает гравитационные и магнитные полосовые максимумы. С подобной трактовкой последних вполне согласуется как самая приуроченность к этой зоне крупных валлообразных поднятий платформенного типа, так и ступенчатый характер погружения их северных склонов, обращенных к Прикаспийской впадине и их относительная крутизна, в то время как южные склоны весьма пологи. К проявлениям тектонических напряжений дизъюнктивного характера относится, вероятно, и дислоцированность поднятий тугаракчанского типа, устанавливаемая сейсморазведкой.

Крупные перемещения соседних участков в зоне разломов в основном имели место в домезозойское время, так как по данным сейсморазведки суммарные мощности отложений мезо-кайнозоя существенно не отличаются ни на площади южноэмбенского максимума, ни к югу от последнего. Мощности же пермтриаса, как известно, сильно возрастают в направлении с севера на юг к Мангышлаку, где они достигают 4000—4500 м [14]¹. Что касается проявления более молодых подвижек в зоне предполагаемых разломов, то, повидимому, с ними связано образование современного Устюртского плато, имеющего не только геоморфологическое, но и несомненно тектоническое происхождение. Приведенная трактовка южноэмбенской полосы гравитационных и магнитных максимумов в принципе, повидимому, остается в силе и для ее продолжения в северном Каспии и у г. Астрахани.

Подтверждение высказанному предположению о природе глубинных дислокаций дизъюнктивного типа, отражаемых южноэмбенско-астраханским полосовым максимумом силы тяжести, можно видеть в том, что эта полоса представляет непосредственное продолжение полосы, еще большей интенсивности максимумов Урала и Мугоджар. Последнее обстоятельство в свое время и дало основание А. Д. Архангельскому «поворачивать» Урал на юго-запад и соединять его с Донбассом. Однако такой «поворот» всей си-

¹ В свете излагаемых несколько ниже представлений можно предположить, что снос терригенного материала в геосинклиналь Мангышлака при формировании пермтриасовых толщ происходил не со стороны Урала, как принято считать, а с юга, где в непосредственной близости к этой геосинклинали располагались палеозойские горные сооружения.

стемы уральских герцинид не обязателен для объяснения указанной связи полосы уральских максимумов с южноэмбенскими. Полосовые максимумы Урала и Мугоджар обусловлены интрузиями ультрабазитов и габбро так называемого третьего пояса (глубинного разлома) габброперидотитовой формации Урала, который начинается на севере Алашаевскими массивами таких интрузий. Его видимое продолжение прослеживается к югу до ультрабазитов — Халиловского и Орского районов [20].

Далее к югу продолжение этого пояса ультрабазитов, не выходящих на поверхность, можно видеть в продолжающейся полосе максимума силы тяжести. Известно, что еще Зюсс и Карпинский проводили аналогию поясов перидотитовой формации Урала с «островными дугами» («перидотитовыми поясами») у юго-восточного побережья Азии, связанных с глубинными разломами, по которым из недр земли поднялась ультрабазитовая магма, давшая ряд факолитовых внедрений. Несомненно, что в дислокациях подобного типа существуют определенные закономерности, характеризующиеся степенью их интенсивности, глубиной внедрения ультраосновной магмы, активностью во времени, миграцией по площади, зависящие от различий геотектонической обстановки.

По нашему мнению, именно в таком направлении и следует искать пути для выяснения природы южного обрамления Прикаспийской впадины, хотя в настоящее время в этом отношении существует еще много неясностей.

ЗАКАСПИЙ (УСТИУРТ, МАНГЫШЛАК, ЗАПАДНАЯ ТУРКМЕНИЯ)

Представления о глубинном строении Устюрта, как известно, неоднократно и существенно изменялись. Это подробно показано в недавно опубликованной работе А. Л. Яншина [39].

По последним воззрениям этого автора, обобщившего и детально проанализировавшего все имевшиеся к тому времени, правда, достаточно скудные, геологические и геофизические материалы, северная часть Устюрта рассматривается как область краевого прогиба герцинской складчатости. Последняя в виде зоны глубоко погребенных линейных складок представляется проходящей от Нуратау и Султан-Уиздага на востоке в направлении полуострова Бузачи и далее на запад на Донбасс. Мангышлакская, более молодая складчатая зона, приурочена, по этим воззрениям, к герцинскому межгорному прогибу. Ее восточное продолжение предполагается погребенным под так называемой Центральной Устюртской антиклиналью. Считается, что где-то под долиной Дарьялыка эта складчатость затухает. На этой схеме А. Л. Яншина, в противовес представлениям А. Д. Архангельского, настаивает на отсутствии заворота Урала на восток через Чушкакуль и погребенного его соединения с Донбассом. Погребенное продолжение Урала к югу имеет место вдоль западных берегов Аральского моря, южнее которого происходит его слияние с Султан-Уиздагом и далее на юго-востоке с Тянь-Шанем.¹

¹ Мы здесь не касаемся представлений некоторых исследователей о погребенном соединении Урала с выходами палеозойского складчатого комплекса в западной Туркмении (поднятия Туаркыра, Большого Балхана и др.), ибо никаких оснований, даже намеков, для подтверждения подобных представлений, по данным региональных геофизических исследований, усмотреть нельзя.

В свете вышеприведенных данных бурения на Тугаракчане, а также последних материалов гравиметрических и магнитометрических (аэро-магнитная съемка) исследований районы южноэмбенского максимума, по нашему мнению, могут трактоваться как принадлежащие к краевому прогибу герцинской складчатой зоны только с определенными оговорками, которые приводятся ниже. Гравиметрическая съемка на Северном Устьюрте в основном подтвердила крупные черты аномального поля силы тяжести, намеченные ранее по данным маятниковых определений. Общая характеристика гравитационного поля этой области представляется явно близкой к характеристике, присущей платформенным районам. В то же время крупные линейные зоны гравитационной аномалии, характерные для складчатых зон, здесь отсутствуют. То же можно сказать и в отношении аномального магнитного поля.

Кратко рассмотрим крупные черты этих полей. К полосе южноэмбенского гравитационного максимума и приуроченным к ней довольно интенсивным полосовым магнитным максимумам с юга примыкает обширная зона минимума силы тяжести. Наибольшая интенсивность отрицательных аномалий в пределах этой зоны приурочена к ее восточной части, где располагается так называемая Северно-Устьюртская неогеновая синеклиза. Соответствие знаков гравитационной и структурной характеристики в пределах этой синеклизы свидетельствует о том, что последняя унаследована от более глубокого и более древнего прогиба.

Интересно, что продолжение зоны северноустюртского минимума, сливающегося на юго-западе, в южной части полуострова Бузачи, с полосой предмангышлакских минимумов, может быть усмотрено в полосе относительных минимумов в пределах Северного Каспия, далее на западе сливающихся с отрицательными аномалиями Терской впадины. Перечисленные зоны отрицательных аномалий мы рассматриваем как в основном обусловленные «наложенными» молодыми впадинами и прогибами (в пределах Каспийского моря некоторые исследователи называют их «ваннами»).

К югу от северноустюртского минимума располагается крупный центральноустюртский максимум силы тяжести, сопровождающийся полосовым магнитным максимумом. К южной части этой зоны приурочена неогеновая антиклиналь того же названия, в пределах которой, по указанию Н. П. Луппова, отложения сармата залегают высоко и почти горизонтально, а средний и нижний миоцен, повидимому, отсутствуют, что позволяет предполагать здесь относительно неглубокое залегание палеозоя.

Поэтому наиболее просто интерпретировать описанную зону центральноустюртского максимума, особенно его южную часть, с наибольшей интенсивностью аномалии, как отражающую погребенное складчатое сооружение, являющееся непосредственным продолжением Мангышлака, либо обособленного и расположенного кулисообразно к нему северо-восточнее. Оба эти поднятия простираются к востоку, возможно, на соединение с Султан-Уиздагом и представляются нам, если трактовка геологической природы центральноустюртского максимума правильна, краевыми сооружениями палеозойской (герцинской) складчатой зоны, основная часть которой расположена южнее. С другой стороны, не следует недоучитывать, что центральноустюртский максимум силы тяжести совпадает с полосовым магнитным максимумом (чего не наблюдается на Мангышлаке). Подобное сочетание форм и знаков гравитационной и магнитной аномалии характерно для краевых платформенных районов и связано там с приуроченными к этим районам глубинным разломам в фундаменте. Высказанные соображения

тем более нужно иметь в виду, что, как видно из дальнейшего, северная часть Устюрта, по нашему мнению, представляет платформенное образование, основанием которого является не герцинский складчатый комплекс, а значительно более древний, возможно, даже докембрийский.

Выше приводились некоторые соображения о возможно раннепалеозойском возрасте этого фундамента. Основанием для предположения о докембрийском фундаменте Северного Устюрта, которое представляется нам более вероятным, является следующее: выше уже говорилось, что характеристика развитого здесь аномального поля силы тяжести вполне согласуется с трактовкой его природы как платформенной. Из общих представлений о распространении древней (протерозойско-рифейской) геосинклинальной области на юго-востоке Русской платформы можно думать, что Северный Устюрт принадлежал к этой древней геосинклинали, которая достаточно ясно восстанавливается на Южном Урале (Башкирский и Уралтауский антиклинории и т. д.).

На основании гравитационной характеристики выше уже приводились соображения о прослеживании древнего Уральского геосинклинального прогиба к югу от его башкирской части. В частности, крупный интенсивный минимум силы тяжести у Актюбинска рассматривается, подобно аналогичному минимуму на западном склоне Южного Урала, как отражающий здесь этот прогиб; его дальнейшее южное продолжение также несомненно. Однако в более южных районах отражение древнего прогиба на гравитационном поле значительно затушевывается влиянием структурных осложнений более поздних этапов тектогенеза. Представляется, что протерозойско-рифейский Уральский геосинклинальный прогиб, в отличие от палеозойского, в частности от герцинского, видимо, поворачивал на юго-запад, где сливался с геосинклинальной областью этого времени в пределах древнего Тетиса.

В свете всего сказанного северную часть Устюрта мы рассматриваем горстовым краевым ныне глубоко погруженным выступом докембрийского фундамента, природа которого аналогична Мугоджаро-Исетскому антиклинорию (Мугоджаро-Тобольскому поднятию), сложенному архейскими гранито-гнейсами, или массивом, аналогичным Уралтаускому. Такая трактовка отражена на приложенной карте (фиг. 1).

Высказанное предположение в значительной степени возрождает старые идеи А. Д. Архангельского (1932) относительно присутствия в районах Устюрта некоей докембрийской «глыбы» [39].*Но эта глубоко погруженная «глыба» представляется нам ограниченной в размерах и приуроченной только к северной половине Устюрта, что, видимо, более близко к представлениям, некогда высказанным О. С. Вяловым [7].

Естественно, что длительное краевое положение северного Устюртского выступа Русской платформы, вдававшегося в геосинклинальные зоны различных этапов палеозойского геотектогенеза, должно было обусловить значительные его структурные осложнения. Некоторое подтверждение таким предположениям, повидимому, следует видеть в значительной дифференциации гравитационного поля на площади выступа. Так, зона севернорустюртских отрицательных аномалий, видимо, отражает глубокие впадины во внутренних частях выступа, в пределах которых можно предполагать накопление больших мощностей осадочного покрова. Несомненно наличие и других, возможно более резких дислокаций в пределах Устюртского выступа, о которых можно лишь догадываться, например, по присутствию локальных минимумов, расположенных как к востоку (Барсы Кельмес), так и к западу от центральноустюртского максимума.

Переходя к рассмотрению более южных районов Закаспия, куда входят районы Мангышлака, южного Устюрта и Западной Туркмении, прежде всего отметим, что вся эта территория характеризуется преобладанием положительных аномалий силы тяжести, распространяющихся и в центральные части Каспийского моря [37]. Подобная характеристика имеет место для большей части рассматриваемой площади и в отношении поля магнитной аномалии. Наиболее интенсивные полосовые магнитные максимумы приурочены к южному, юго-восточному и восточному обрамлениям поля (массива) положительных аномалий силы тяжести, причем это имеет место не только на суше, но и особенно в его морской части. Геологическая природа массива положительных аномалий силы тяжести в его закаспийской части достаточно ясна. Здесь располагается так называемая эпигерцинская платформа, т. е. область развития довольно мощного покрова мезокайнозойских отложений, фундаментом которого является погребенный палеозойский складчатый комплекс. Выходы на поверхность этого комплекса или неглубокое его залегание известны в пределах Западной Туркмении — так называемые Туаркырско-Карабугазская и Больше-Балханско-Кубадагская мегаантиклинали.

На фиг. 1 схематично показано гипсометрическое положение поверхности палеозойского фундамента в пределах Западной Туркмении по данным Б. А. Петрушевского [18]. В отдельных случаях, например в северной части Карабугаза, изогипсы ориентировочно продолжены нами с учетом гравиметрической карты. К некоторым частям Туаркырско-Карабугазской мегаантиклинали приурочены слабо интенсивные магнитные максимумы, которые, вероятно, обусловлены внедрениями изверженных пород основного состава, подобных известным в районах Туаркыра интрузиям габбрового состава. Аналогичное положение, на основании приуроченности магнитного максимума, можно предполагать и для более погруженной восточной Толленкупской или Капланкырской антиклинали.

Эпигерцинская платформа Западной Туркмении, как известно, круто обрывается к югу вдоль Красноводского разлома. В зоне этого разлома весьма глубокого заложения — «глубинный шов большой подвижности, уходящий, вероятно, ниже земной коры» [18], происходит сочленение эпигерцинской платформы с зоной третичной складчатости. По Красноводскому разлому осуществляется непосредственный контакт между субстратом эпигерцинской платформы и лежащей к югу от нее глубоко погруженной в неогеновое и четвертичное время сложно построенной областью передовых складок Копет-Дага. Амплитуда взаимных перемещений рассматриваемых структурных комплексов составляет не менее 3500—4000 м.

Далее к востоку сочленение палеозойского и альпийского складчатого комплексов происходит через посредство все расширяющегося предкопетдагского предгорного прогиба. Между наиболее глубоко погруженной частью этого прогиба и мезокайнозойским складчатым сооружением копетдагского антиклинория существует глубинный разлом. На карте магнитных аномалий зоны «глубинных швов» отмечаются интенсивными полосовыми максимумами. Полоса аналогичных магнитных максимумов, меняющая ориентировку на северо-западную и приуроченная к периферийным частям массива гравитационного максимума, прослеживается в пределах центральных и западных частей Каспийского моря вплоть до устья р. Терека. На основании такого же, как и в зоне Красноводского разлома, сочетания гравитационной и магнитной аномалий полосы магнитных максимумов в Каспийском море вполне обоснованно можно интерпретировать как отра-

жение зоны разломов, окаймляющих эпигерцинскую платформу с юго-запада и трассирующих границу двух разновозрастных комплексов: 1) погребенного складчатого комплекса «эпигерцинской платформы», залегающей под дном значительной части Каспийского моря и 2) глубокого, но узкого предгорного прогиба складчатой области Большого Кавказа, прослеживающегося вдоль побережья и западных частей Каспийского моря от устья Терека до Апшеронского полуострова, а южнее сливающегося с глубокой Южно-Каспийской впадиной (см. ниже).

КАСПИЙСКОЕ МОРЕ

Ранее рассмотренный материал свидетельствует о значительной неоднородности геологической структуры Каспийского моря. В северных и северо-восточных частях моря под его дном продолжается солянокупольная тектоника, характерная для районов Прикаспийской впадины. Южнее, в пределах полосового максимума силы тяжести, между Каратоном и Астраханью проходит зона предполагаемых глубинных разломов, обусловившая глубокое погружение южных районов Прикаспийской впадины и подъем краевых частей Русской платформы с докембрийским фундаментом. В этих районах, повидимому, имеет место некий структурный «стык», в котором сходятся предполагаемая южноэмбенская зона разломов, предгорный прогиб герцинской складчатой зоны, прослеженный к югу от Устюртского горста и к северу от Мангышлака, и, наконец, зона разломов, в пределах которой на западе осуществляется контакт между докембрийским фундаментом Русской платформы и складчатым палеозойским комплексом, составляющим фундамент районов Предкавказья. Последний комплекс к югу от области предполагаемого структурного «стыка» залегает на различных глубинах под дном Каспийского моря, а в Закаспии составляет фундамент эпигерцинской платформы.

О возможной природе полосы относительного минимума в северном Каспии, отделяющей полосу южноэмбенских астраханских максимумов от положительных аномалий центрального Каспия, говорилось выше.

Вдоль западного побережья Каспийского моря узкую полосу от устья р. Терека до Апшеронского полуострова, как уже говорилось ранее, занимает так называемый Терско-Каспийский предгорный прогиб складчатой зоны Большого Кавказа, сливающийся на северо-западе с Терским прогибом Предкавказья, а на юге — с Южно-Каспийской морской котловиной, расположенной в области погруженной третичной складчатости.

В неогене Южно-Каспийская котловина вместе в Прикуринской и Закаспийской впадинами, повидимому, составляли единую обширную область глубокого погружения, в западной части которой накопились мощные осадки апшерона, акчагыла и продуктивной свиты Бакинского района, а на востоке — ее аналогов — красноцветов Туркмении. Фациальные различия этих свит позволяют предполагать присутствие каких-то разграничивающих барьеров, существовавших между западными и восточными частями неогеновой Куринско-Южно-Каспийской впадины. Возможное отражение таких барьеров можно видеть в зонах относительных максимумов силы тяжести в самых южных частях Каспийского моря. Фациальные различия неогеновых отложений Апшерона и Западной Туркмении частью обусловлены различными источниками сноса. Для Западной Туркмении

такой областью были горные сооружения Копет-Дага. Источник сноса для отложений этого времени для Апшерона располагался, как предполагает В. А. Горин, где-то в северной половине Каспийского моря («Северо-Каспийская суша») [8]. Подобным источником, повидимому, явились «выступы» (гравитационные максимумы) значительно разрушенных к тому времени палеозойских складчатых сооружений, которые, судя по характеру аномального поля силы тяжести, существовали в центральной части Каспийского моря, будучи разделены между собой участками более молодых «наложенных» впадин (так называемых «ванн») — минимумов силы тяжести. Последние в значительной степени обуславливают и крупные черты морфологии для современного Каспия.

В. В. Вебер и В. В. Федьинский убедительно показали, что некоторые интенсивные минимумы силы тяжести в Прикуринской впадине и к югу от Апшеронского полуострова, обусловлены большой мощностью апшеронских отложений [5]. Подобная трактовка должна быть распространена на зоны локальных минимумов в море к северу и юго-востоку от Апшеронского полуострова, а также, повидимому, и на аналогичный интенсивный минимум в северной части Закаспийской впадины. Приведенные соображения дают дополнительное обоснование для предположения о существовании в неогенное время единой Куринско-Закаспийской впадины.

Что касается существующих представлений о соединении складчатости Большого Кавказа и Копет-Дага под дном Каспийского моря через так называемый Апшеронский порог, то в свете приведенных выше геофизических данных эти представления следует отвергнуть. Нужно поддержать В. Ф. Соловьева, который недавно ясно показал, что районы Апшеронского порога в структурном отношении разнородны. Здесь имеет место «стык» по крайней мере трех различных структурных элементов: «Области третичной складчатости юго-востока Кавказа, области структуры Краснодарского полуострова — палеозойской платформы (с кайнозойским чехлом) и области погружения третичной складчатости» [22]. Копетдагская же складчатая система в ее южной части образует на территории Ирана поворот в юго-западном направлении (Северно-Харасанский хребет) и через Эльбрусскую складчатую зону соединяется с Закавказской складчатой зоной Малого Кавказа. Об этом говорил еще А. Д. Архангельский. Такое же представление отражено и на последней тектонической карте ГИН АН СССР [25].

РАЙОНЫ МЕЖДУ АЗОВСКИМ И КАСПИЙСКИМ МОРЯМИ (ПРЕДКАВКАЗЬЕ И ВОСТОЧНОЕ ПОГРУЖЕННОЕ ПРОДОЛЖЕНИЕ ДОНБАССА)

В результате глубокого бурения, в том числе и опорных скважин, на обширной площади между Азовским и Каспийским морями установлено, что под мощным покровом третичных и частично меловых отложений залегает метаморфизованный складчатый палеозойский комплекс, составляющий фундамент рассматриваемых районов. В большинстве скважин этот комплекс представлен сильно метаморфизованными кварцито-песчаниками, карбонатными сланцами, конгломератами, часто с гальками магматических пород. По возрасту описываемый метаморфизованный комплекс отнесен к нижнему карбону (турне). Отсутствие во всех вскрытых разрезах верхних горизонтов палеозоя и нижнего мезозоя свидетельствует о продолжитель-

ном разрушении палеозойских горных сооружений, возможно, даже больше, чем это имеет место в Донбассе [21].

В этом отношении особо интересны разрезы, построенные А. Т. Донбедовым, по данным рекогносцировочных сейсмических исследований вдоль ряда маршрутов — профилей, пересекающих западные районы Предкавказья [9]. На таких профилях, грубо говоря, выделяются три основные среды, различающиеся по скорости распространения упругих волн (V). Сверху вниз это будут среда с $V = 2000 — 2500$ м/сек, отвечающая мезокайнозойскому комплексу отложений; среда со скоростью от 4000 до 4500 м/сек, соответствующая метаморфизованному комплексу палеозоя (в пределах Донбасса и его восточного погруженного продолжения) и среда со скоростью 5500—6000 м/сек, отвечающая складчатому комплексу докембрийского фундамента. На профилях Сальск — Краснодар — Дивное — Невинномысская и других сохранилось до 3—4 км мощности среды со скоростью 4000—4500 м/сек (т. е. складчатого палеозоя), тогда как в пределах Донбасса ее мощность превышает 10 000 м. Сопоставляя приведенные величины, можно предположить очень глубокий размыв палеозойского складчатого комплекса в пределах Предкавказья.

Данные бурения и результаты региональных геофизических исследований отражены на карте, где изображен рельеф палеозойского фундамента в виде гипсометрической схемы его поверхности (см. фиг. 1). Подобные построения дали возможность наметить крупное морфологическое расчленение этой сильно размывтой поверхности. Восстановление же структурных элементов палеозойских горных сооружений в рассматриваемых районах является более затруднительным.

На карте для районов Предкавказья рисуется знакомое расчленение этой площади на две впадины — Азово-Кубанскую — западную и Терскую — восточную, разделенные между собой Ставропольским поднятием.

Данные сейсморазведки, проведенной в значительном объеме в этих впадинах, позволяют предположить, что глубина залегания палеозойского складчатого фундамента в их центральных частях достигает 5000 м и более. Амплитуда колебаний глубин между их максимальными значениями во впадинах и минимальными в сводовой части Ставропольского плато достигает 3000—4000 м и более.

Судя по полосовым магнитным максимумам различного простирания, развитым по периферии Ставропольского выступа, погружение складчатого палеозойского фундамента в прилегающие к выступу впадины и в частности в Терскую осложнено дислокациями дизъюнктивного типа. Подобные дислокации фундамента, повидимому, будут иметь отражение в структуре осадочного покрова в виде флексуобразных уступов, перегибов слоев и т. д.

В северной части рассматриваемой территории — в южных Ергенях и в районах восточного погружения Донбасса — устанавливается существование погребенного продолжения последнего, отмечаемое сначала на небольшой глубине скважиной в Куберле, а далее на значительно больших глубинах скважинами в Белой глине и в Промысловой (к югу от Астрахани).¹ Дальнейшее продолжение палеозойского складчатого сооружения

¹ В свете данных бурения район Астрахани следует, видимо, относить к краевому прогибу палеозойской складчатости. Подобная же трактовка, повидимому, должна быть распространена и на район Котельниково, где породы среднего карбона представлены терригенными отложениями в фациях, промежуточных между платформенными и геосинклинальными.

на восток-юго-восток через площади, занятые ныне Каспийским морем, в районы западной Туркмении уже описывалось выше. Также говорилось и о продолжении Терской впадины вдоль западных берегов Каспийского моря в виде сравнительно узкой полосы так называемого Терско-Каспийского прогиба в направлении к Апшеронскому полуострову. Южнее этот прогиб сливается с одновозрастным прогибом Прикуринской впадины, где, как и в Терско-Каспийском прогибе, известно накопление больших мощностей плиоцена.

Таким образом, в Предкавказье и более северных районах установлено наличие погребенного складчатого палеозойского комплекса, составляющего фундамент этих районов. Складки Донбасса, как и Мангышлака, являющиеся периферийными в зоне этой палеозойской складчатости, основные массивы которой располагаются южнее их, представляют, вероятно, отдельные краевые слепо заканчивающиеся пучки складок, аналогичные, повидимому, Келецко-Сандомировскому кряжу (Польша). Последний Н. С. Шатский рассматривает как такой же «слепой» пучок складок, не входящий в Рено-Герцинскую складчатую систему Западной Европы [35]. Сочленение палеозойского складчатого комплекса в рассматриваемых районах с докембрийским комплексом фундамента Русской платформы не совсем ясно. Предгорный прогиб между этими комплексами, прослеженный в Закаспийской зоне полосовых минимумов силы тяжести, к северу от Мангышлака, в северной части Каспийского моря, видимо, затухает. Полосовые гравитационные и магнитные максимумы, интерпретируемые как отражение зоны разломов, ограничивающие Прикаспийскую впадину с юга, к западу от Астрахани расходятся. Полосы магнитных максимумов уходят на северо-запад в пределы восточных склонов Воронежского массива, характеризующихся положительными аномалиями силы тяжести. Эти магнитные максимумы здесь, повидимому, отражают глубинные расколы на юго-восточном склоне Воронежского кристаллического массива, которые ограничивают Прикаспийскую впадину на юго-западе. Северо-Каспийская же полоса максимума силы тяжести, как известно, прослеживается до самого Донбасса, где она сливается с положительными аномалиями этой площади. Однако магнитных максимумов, сопутствующих полосе гравитационного максимума, на этом ее протяжении не отмечается. Нет и отчетливой минимальной полосовой зоны силы тяжести, примыкающей к полосе гравитационного максимума с севера, подобно тому, как это имеет место в пределах Северо-Донецкого или Предмангышлакского прогибов. Повидимому, надо полагать, что сочленение палеозойского и докембрийского комплексов фундамента в зоне резких «швов»-разломов происходит не на всем протяжении от Каспийского моря до Донбасса, а местами совершается без таких резких дислокаций.

Наличие фаций предгорного прогиба, установленных бурением в Астрахани и Котельниково, свидетельствует о существовании и здесь переходной зоны, в пределах которой происходит замена карбонатных фаций платформенных районов терригенными фациями геосинклинального типа. Приближение такой переходной зоны чувствуется уже в разрезах Арчединских скважин, где значительно возрастает роль терригенных пород в толщах как каменноугольного, так и девонского возрастов. Определить отчетливые границы такой переходной зоны пока не представляется возможным.

Палеозойские горные сооружения, располагавшиеся между Азовским и Каспийским морями (Подольско-Кубанская геоантиклиналь или «южная суша» В. В. Белоусова) и в пределах современного Кавказа, а также,

вероятно, и в Закаспии, длительное время, во всяком случае до середины мела, являлись основной областью сноса терригенного материала как для геосинклиналей Большого Кавказа и Копет-Дага, так и для южных районов Русской платформы. В более восточных частях, в частности на территории современного Каспийского моря и Западной Туркмении, палеозойские горные сооружения разрушались еще в плиоцене и служили источником терригенного материала для мощных накоплений осадков апшеронского возраста [8]. Вероятный переход от герцинского к альпийскому геосинклинальному циклу схематически намечен, например, В. В. Белоусовым, согласно представлениям которого геосинклиналь Большого Кавказа развивалась на месте межгорного прогиба герцинской складчатой зоны [3].

В настоящей статье мы ограничились пределами рассмотренных районов и не затронули вопроса о распространении палеозойской складчатости далее к западу в южных районах Европейской части СССР. Об этом достаточно подробно говорится в капитальных работах М. В. Муратова [15].

Не вполне ясно положение Украинского кристаллического массива в палеозойской структуре юга СССР. Представления М. М. Тетяева [23, 24], Н. С. Шатского [34] и некоторых других геологов, ныне возрождаемые Ю. И. Половинкиной [19], о том, что этот массив является антиклинорием герцинской складчатой зоны (Тетяев), или что только его Приазовская часть входила в состав Донецкой складчатой зоны (Шатский), либо, наконец, что Украинский массив является неким «срединным» массивом палеозойской складчатой зоны (Половинкина), в свете последних как геологических, так и геофизических данных заслуживают углубленного изучения.

Отметим лишь, что согласно последним данным бурения в Днепровско-Донецкой впадине, фундамент на различных ее участках оказался сложным докембрийскими гранитогнейсами. Поэтому должно быть отвергнуто предположение о существовании здесь погребенного палеозойского складчатого соединения Донбасса с Келецко-Сандомирским кряжем.

Что касается представления о погруженном продолжении Украинского кристаллического массива на восток, то на основании результатов региональных геофизических исследований, он, возможно, прослеживается примерно до района Сальска, а не Ставрополя, как это предполагал Н. С. Шатский [36].

На основании характера поля магнитных аномалий можно предположить, что докембрийские (саксаганские) породы, развитые в центральной части Украинского массива, составляют глубоко погруженный фундамент в районах Присивашья, а возможно, и в крайней северной части степного Крыма. Об этом можно предположить по полосе слабого магнитного максимума, близкой к меридиональному простиранию, представляющей непосредственное продолжение к югу криворожских магнитных максимумов.

ЛИТЕРАТУРА

1. Авров В. Я. и Барембойм М. И. Некоторые новые фактические данные о глубинном строении Южной Эмбы. ДАН СССР, т. 77, № 6, 1951.
2. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостеолиздат, 1941.
3. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Гостеолиздат, 1948.
4. Брод И. О. О структуре и перспективах нефте-газонасыщенной южной окраины Европейской части СССР. «Советская геология», № 13, 1947.

5. Вебер В. В. и Федынский В. В. Гравиметрическая картина Юго-Восточного Кавказа в палеогеографическом освещении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1947.
6. Вистелиус А. Б., Миклухо-Маклай Д. А. и Рябинин В. Н. Девонские известняки из красноцветной толщи Туаркыра. ДАН СССР, т. 90, № 2, 1953.
7. Вялов О. С. О тектонике Устюрта. Записки Российского минералог. о-ва, т. XII, № 1, 1933.
8. Горин В. А. Северная Каспийская впадина и генезис продуктивной свиты. ДАН Азерб. ССР, т. VII, № 5, 1951.
9. Донабедов А. Т. Результаты геофизических исследований на территории Большого Донбасса: Большой Донбасс. Сборник статей. Госгеолиздат, 1941.
10. Калинин Н. А. О тектонике юго-востока Русской платформы. «Нефт. хоз.», № 10, 1954.
11. Косыгин Ю. А. Крупные поднятия в солянокупольных областях Эмбы и Украины, как новые возможные нефтеносные районы. «Нефтяная промышленность СССР», № 1, 1941.
12. Луппов Н. П. К геологии окрестностей Красноводска. БМОИП, т. XXX, вып. 3, 1945.
13. Луппов Н. П. Основные черты геологической структуры района Б. Балхана — Кубадаг и история ее тектонического развития. Изв. АН Туркм. ССР, № 4, 1952.
14. Мокринский В. В. Развитие процесса формирования структурных форм и накопления угленосных осадков Мангышлака. Сборник памяти акад. П. И. Степанова. АН СССР, 1952.
15. Муратов М. В. Тектоника и история развития Альпийской геосинклинальной области юга СССР и некоторых сопредельных стран. Тектоника СССР, т. II, Изд. АН СССР, 1949.
16. Неволин Н. В. Геологическое строение Прикаспийской впадины в свете геофизических данных. Гостехиздат, 1951.
17. Наливкин Д. В. и Луппов Н. П. Палеозой Туаркырской антиклинали. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1936.
18. Петрушевский Б. А., Рязанов И. А., Растворова В. А. и Леонов Н. Н. О тектонике Западной Туркмении. БМОИП, отд. геол., т. XXIX, 1954.
19. Половинкина Ю. И. Эффузивно-осадочные и магматические комплексы Украинского кристаллического массива. Госгеолиздат, 1954.
20. Романов Б. М. Габбропериодитовая формация Урала. «Советская геология», № 40, 1949.
21. Степанов П. И., Ротай А. П., Лихарев Т. К. и Малавкин А. А. Геологическое строение Донецкого каменноугольного бассейна. XVII Межд. Геол. Конгресс. Южная экскурсия. Донецкий каменноугольный бассейн, 1937.
22. Соловьев В. Ф. К вопросу о строении Апшеронского порога. ДАН СССР, т. 85, № 5, 1952.
23. Тетяев М. М. К тектонике Украины. Изв. Укр. геол. ком., № 9, 1926.
24. Тетяев М. М. Геотектоника СССР. Госгеолиздат, 1938.
25. Тектоническая карта СССР. ГИН АН СССР, 1952.
26. Федынский В. В. Гравиметрическая характеристика предгорных и межгорных впадин в геосинклиналях. Сборник памяти акад. А. Д. Архангельского. АН СССР, 1951.
27. Фотиади Э. Э. Новые данные о строении Прикаспийской впадины. «Восточная нефть», № 9, 1940.
28. Фотиади Э. Э. О строении и нефте-газоносности крупных поднятий и межкупольных пространств Прикаспийской депрессии. «Прикладная геофизика», вып. 4, Гостехиздат, 1948.
29. Хаин В. Е. Главнейшие черты тектонического строения Кавказа. «Советская геология», № 39, 1949.
30. Хаин В. Е. Новые данные по геологии Предкавказья и их значение для геологии Кавказа. ДАН СССР, т. 90, № 2, 1953.
31. Хаин В. Е. Тектонические проблемы Каспийской впадины. БМОИП, т. 29, вып. 2, 1954.
32. Харитонов П. Е. О крупных подсолевых структурах Южно-Эмбенского района. ДАН СССР, т. 94, № 1, 1954.

33. Харитонов П. Е. О региональных разломах в пределах Эмбенской солянокупольной области. ДАН СССР, т. 95, № 6, 1954.
34. Шатский Н. С. Происхождение Донецкого бассейна. БМОИП, № 49, 1937.
35. Шатский Н. С. О сравнительной тектонике Северной Америки и Восточной Европы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1945.
36. Шатский Н. С. Основные черты строения и развития Восточно-Европейской платформы. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1, 1946.
37. Шрейдер А. А. Основные результаты общей геофизической съемки западной части Средней Азии. «Прикладная геофизика», вып. 4, Гостоптехиздат, 1948.
38. Щерик Е. А. Тектоническое строение Прикубанской низменности и история ее формирования. ДАН СССР, т. 94, № 4, 1954.
39. Яншин А. Л. Взгляды А. Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. Сборник памяти академика А. Д. Архангельского. АН СССР, 1951.

В. Г. Клейнберг

ФЕРГАНСКАЯ ВПАДИНА

Ферганская впадина, или, как ее часто называют, Ферганская долина, расположена на крайнем западе Тяньшаньской горной системы. С севера она ограничена Кураминским и Чаткальским хребтами, с востока — Ферганским хребтом и с юга — Алайским и Туркестанским хребтами (фиг. 1). На западе, где отроги Кураминского и Туркестанского хребтов сближаются, впадина через суженное пространство между ними (так называемые Ленинабадские или Ходжентские ворота) соединяется с равнинными пространствами Голодной степи (Мирзачуль).

Впадина имеет грушевидную форму и вытянута примерно в широтном направлении. Длина ее достигает 300 км при ширине до 100 км.

Хребты, составляющие высокогорное обрамление Ферганы, достигают 5500 м абсолютной высоты. В направлении к приосевой части впадины они сменяются широкой полосой предгорий, отделенных, как правило, от основных массивов хребтов продольными долинами тектонического происхождения. Предгорья, постепенно снижаясь, переходят в полупустынные увалы, носящие местное название адыров. Те адыры, которые расположены наиболее близко к предгорьям, называются внешними адырами, а самая внутренняя цепь их, окаймляющая центральную равнинную часть впадины, известна под названием зоны кольцевых адыров.

Таким образом, можно считать, что в грубых чертах Ферганская впадина, как морфологическая единица, обладает эллипсоидальной симметрией, т. е. ее северный борт является зеркальным отображением южного.

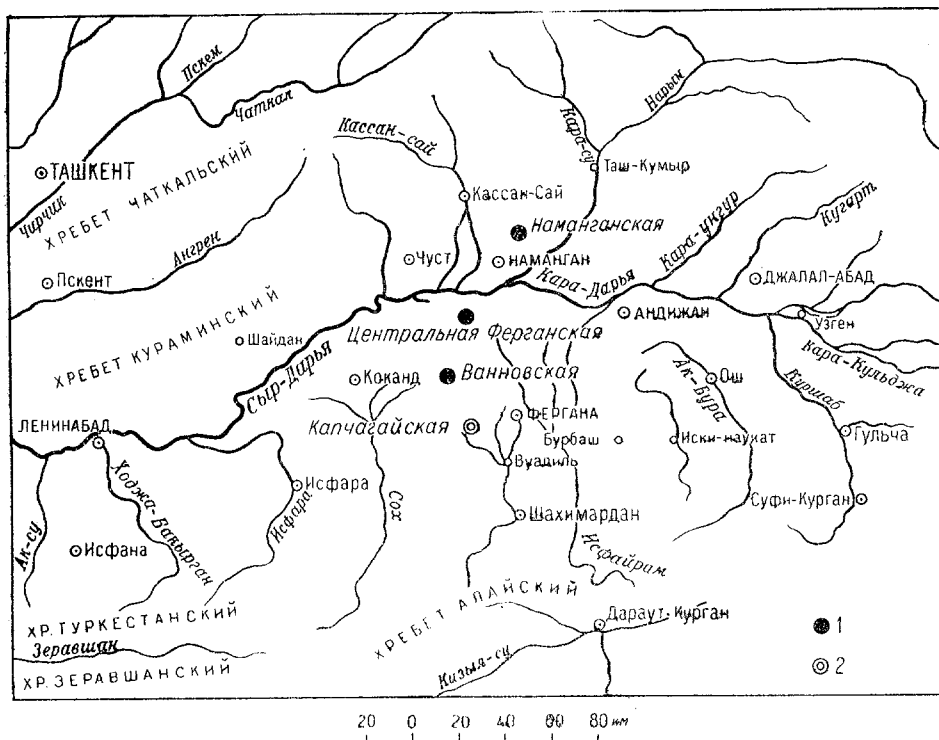
Обращаясь к геологическому строению впадины, можно видеть, что оно находится в некотором соответствии с ее морфологическим обликом. Горное обрамление сложено преимущественно породами палеозойского возраста, предгорья — отложениями мезозоя и палеогена, адыры — верхнетретичными и древнечетвертичными молассаами, а центральная, равнинная часть впадины — современными наносами.

СТРАТИГРАФИЯ

ПАЛЕЗОЙ

Палеозойское обрамление сложено изверженными и осадочными породами. Последние представлены отложениями всех систем палеозоя — от кембрийской до пермской. Осадочные образования сильно метаморфизованы и сопровождаются, как правило, резкими дислокациями складчатого и разрывного характера.

В палеозое Ферганы известны многочисленные выходы твердых битумов нефтяного ряда, а в одном месте, на р. Араван — слабое высачивание густой нефти по трещинам. Однако вследствие сильного метаморфизма палео-



Фиг. 1. Схема расположения опорных скважин в Ферганской долине:
1 — опорные скважины, 2 — разведочные скважины.

зойских пород и их резкой дислоцированности, они до сих пор не привлекали внимания нефтяников и не подвергались тщательному изучению.

На палеозойском ложе с повсеместным угловым несогласием залегает комплекс мезокайнозойских осадочных пород.

ТРИАС (ПЕРМОТРИАС)

Наиболее древние породы мезозойского комплекса представлены толщей глин, глинистых сланцев и конгломератов, которая описана лишь в одном районе южной Ферганы, в урочище Мадыген. Возраст этой толщи, названной мадыгенской, долго считался нижнетриасовым. В последнее время, после тщательного изучения растительных остатков, нижняя и средняя части свиты относятся к пермской системе, а верхняя — к нижнему триасу. Вся свита датируется как пермотриас.

Отложения среднего триаса в Фергане неизвестны.

Породы верхнего триаса имеют очень ограниченное распространение. В южной Фергане, в районе Сулюкты, к верхнему триасу условно относятся пестроцветные гравелиты, песчаники, алевролиты и глины, объединенные под названием каракиинской свиты. На этой свите трансгрессивно залегают отложения чаардинской свиты, сложенной тонко переслаивающимися пестроцветными песчаниками, алевролитами и глинами. Возраст этой свиты определяется как рэт-лейас.

ЮРА

Юрские отложения развиты в Фергане отдельными пятнами, за исключением Ферганского хребта, где они занимают обширные площади. Все три отдела юрской системы развиты в Ферганском хребте и в бассейне нижнего течения р. Нарына. В южной Фергане распространены лейасовые отложения. Юра представлена исключительно континентальными образованиями, на что указывают многочисленные растительные остатки, образующие местами промышленные скопления бурого угля.

МЕЛ

Переходя к рассмотрению меловых отложений, надо отметить, что в тех случаях, когда они подстилаются юрскими, между ними местами наблюдается угловое несогласие, местами же видимого несогласия незаметно. Когда мел ложится непосредственно на палеозой, угловое несогласие всегда имеет место.

Меловые осадки представлены континентальными, лагунными и морскими образованиями. Доля участия тех и других в разных районах Ферганы различна.

Вследствие очень пестрого литологического состава меловых пород и скудости в них фаунистических остатков, стратиграфическое расчленение мелового разреза наталкивается на значительные трудности. В настоящее время имеется несколько схем расчленения, однако ни одна из них не получила всеобщего признания.

Наиболее обоснованными считаются схемы, предложенные О. С. Вяловым [1944], С. Н. Симаковым [1952] и А. М. Хуторовым.

Схема А. М. Хуторова ничем не отличается от схемы О. С. Вялова, за исключением названий, указывающих на те районы юго-восточной Ферганы, где были встречены наиболее полно представленные разрезы соответствующих свит. Так, например, А. М. Хуторов сопоставляет свою палванташскую свиту с пестроцветной свитой О. С. Вялова, аламышинскую — с кизылыяльской, ходжаосманскую — с ляканской. Названия остальных свит у обоих авторов совпадают.

Между схемой С. Н. Симакова и двумя другими имеются существенные расхождения как в части объема отдельных стратиграфических единиц, так и в вопросе их возрастных определений.

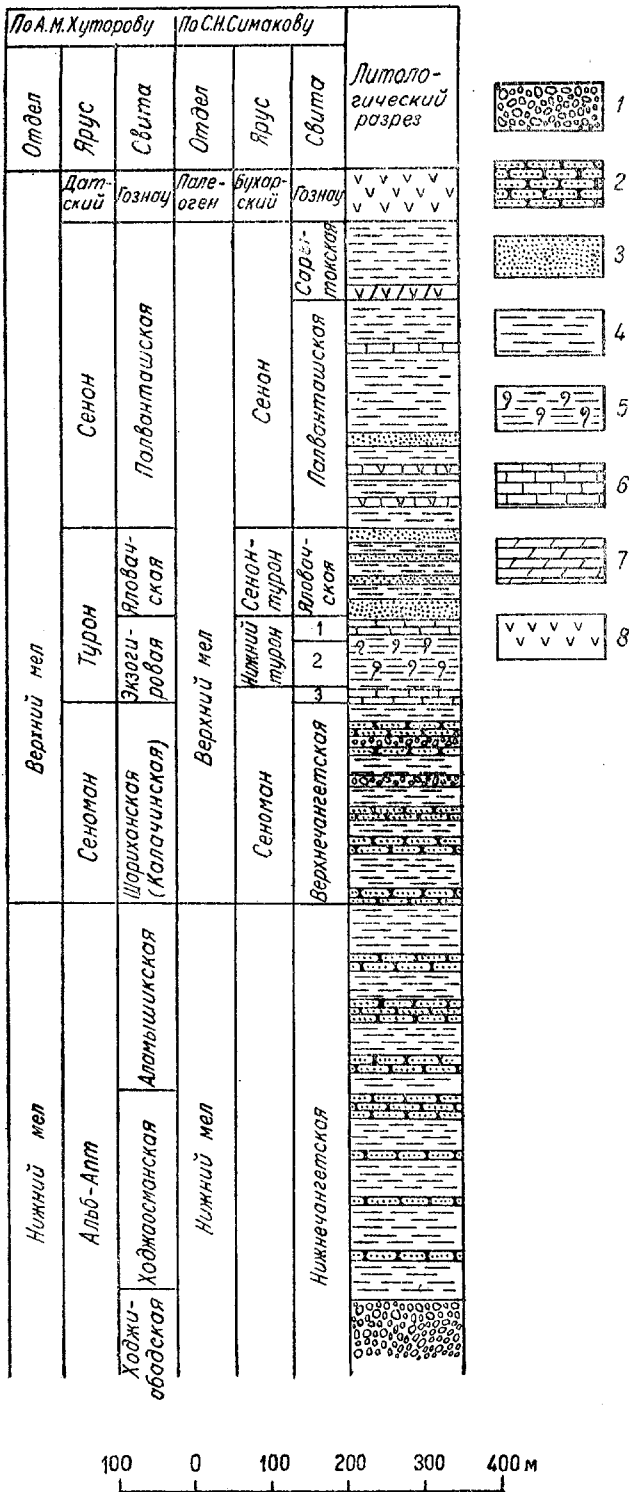
С. Н. Симаков, например, отрицает наличие в Фергане отложений датского яруса, а также и нижнемеловых осадков к западу от р. Соха.

При рассмотрении типичных разрезов западной и восточной частей южной Ферганы можно видеть, что на востоке различие между схемами Симакова и Хуторова сводится к названиям свит и к детальности их расчленения (фиг. 2). В толковании же возраста свит на западе имеются существенные различия. С. Н. Симаков доказывает, что протянутые А. М. Хуторовым с востока нижнемеловые отложения на самом деле имеют здесь сеноманский возраст (фиг. 3).

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеоген

В Фергане породы палеогена наиболее хорошо изучены по сравнению с другими мезокайнозойскими породами. Палеоген, как и неоген, расчленяется по местной схеме, предложенной О. С. Вяловым [1936]. В ту часть его схемы, которая касается низов палеогена, в последние годы С. Н. Си-



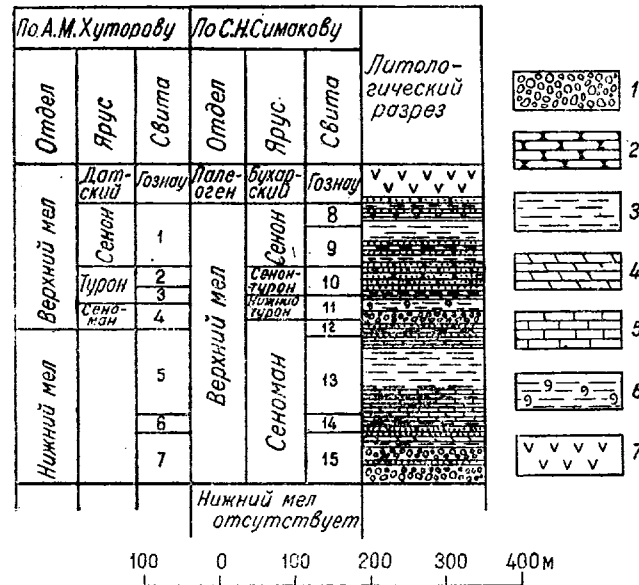
Фиг. 2. Разрез меловых отложений Палванташской антиклинали по данным бурения:

1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — пески, 4 — глины, 5 — глинистые ракушечники, 6 — известняки, 7 — доломиты, 8 — гипсы.

Примечание. В графе «свита» по схеме С. Н. Симакова: 1 — томазитовый, 2 — экзогировый горизонты нижнего турона, 3 — гульчинский горизонт сеномана.

100 0 100 200 300 400 м

маков [1952, 1953] внес некоторые изменения, благодаря которым были устранены те подчас непреодолимые затруднения, которые возникали при пользовании схемой О. С. Вялова в процессе палеогеографических построений или при ритмостратиграфическом анализе. Эти изменения коснулись, главным образом, объема и возрастной датировки отдельных ярусов, выделенных Вяловым в Южной Ферганае.



Фиг. 3. Разрез меловых отложений Западной Ферганы (Исфара) и сопоставление схем С. Н. Симакова и А. М. Хуторова:

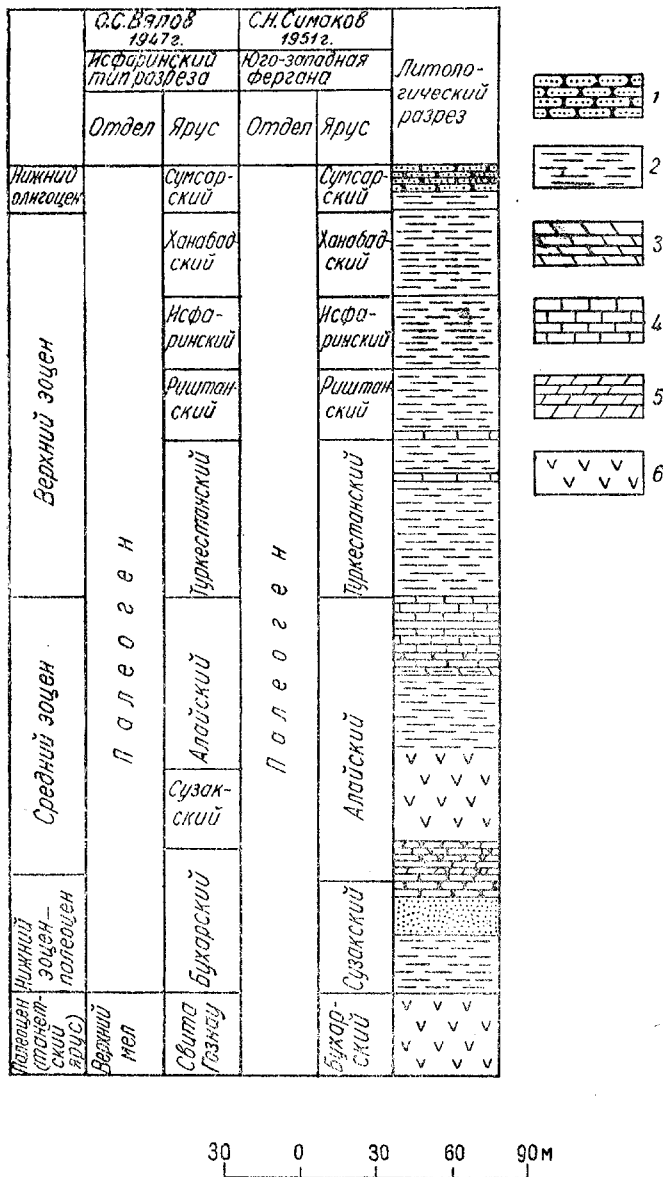
1 — конгломераты, 2 — песчаники, 3 — глины, 4 — мергели, 5 — известняки, 6 — ракушечники, 7 — гипсы.

Примечание. Свиты в схеме А. М. Хуторова: 1 — Палванташская, 2 — Яловачская, 3 — Энзигировая, 4 — Калачинская, 5 — Аламышинская, 6 — Ходжасманская, 7 — Муанская. Свиты в схеме С. Н. Симакова: 8 — Сарытокская, 9 — Палванташская, 10 — Яловачская, 11 — Аналог устричной толщи, 12 — Калачинская, 13 — Кивыллиляльская, 14 — Лянакская, 15 — Гуванская.

На фиг. 4 изображен типичный разрез палеогена Южной Ферганы, расчлененный по схеме С. Н. Симакова, и показано расхождение взглядов С. Н. Симакова и О. С. Вялова.

Массагетская свита

Разрез морского палеогена заканчивается сумсарским ярусом. В Южной Ферганае он всюду перекрывается толщей кирпично-красных глин с подчиненными прослоями песчаников и, реже, гипса. Эту толщу впервые выделил К. П. Калицкий под названием кирпично-красной свиты. В схеме О. С. Вялова кирпично-красная свита первоначально [2] была названа массагетским ярусом, далее к этому ярусу тем же автором была присоединена бледнорозовая свита, в которую постепенно переходит верхняя часть кирпично-красной. Впоследствии к кирпично-красной свите массагетского яруса начали относить все третичные, а иногда и более древние отложения, обладающие кирпично-красным цветом.



Фиг. 4. Разрез палеогеновых отложений Западной Ферганы (Исфара) и сопоставление схем С. Н. Симакова и О. С. Вялова:

1 — песчаники, 2 — глины, 3 — мергели, 4 — известняки, 5 — доломиты, 6 — гипсы.

В дальнейшем некоторые среднеазиатские геологи (А. М. Габрильян, М. Н. Грамм, В. Г. Клейнберг и др.) показали, что кирпично-красная толща, выделенная О. С. Вяловым в Южной Фергане, не может считаться ярусом и за ней следует сохранить название, данное ей К. П. Калицким, т. е. кирпично-красная свита. Автор настоящей статьи предложил сохранить название массагетская свита лишь за кирпично-красными глинами, в кото-

рые непосредственно переходят морские осадки сумсарского яруса и которые отлагались в той же тектонической обстановке, как и все осадки палеогена и мела [4].

Грубообломочные красноцветные породы, развитые преимущественно в Северной Фергане и согласно залегающие на массагетской свите, автор относит к другой, молассовой формации, которая отлагалась в иной тектонической обстановке, проявившейся в крупных горообразовательных процессах. Эту генерацию красноцветов автор предложил назвать нижними молассами.

Молассовая формация (неоген + древнечетвертичные отложения)

Нижние молассы. В промысловой практике отложения неогена расчленяются по схеме О. С. Вялова, выделившего их в чагатайский отдел, состоящий из двух ярусов — массагетского и бактрийского. Массагетский ярус сложен двумя свитами — кирпично-красной и бледнорозовой. К кирпично-красной свите отнесены все породы, обладающие кирпично-красным цветом. Выше было указано, что в Северной Фергане кирпично-красная свита состоит из двух геогенераций — нижней, которая тесно связана с осадками палеогена и сопоставляется с массагетскими глинами Южной Ферганы, и верхней — грубообломочной, которую автор предложил [4] назвать нижними молассами. В Южной Фергане, в области предгорий и адырных складок, нижние молассы отсутствуют. Они, по всей вероятности, здесь не отлагались, так как в противоположность Северной Фергане на юге не было возвышенностей, служивших источниками сноса. В восточной части Южной Ферганы, на крупных брахиантиклиналях (Анджиджанской и Палванташской) на размытой поверхности кирпично-красной массагетской свиты залегает бледнорозовая свита с угловым несогласием, измеряемым 5—9°. Это наблюдение дает некоторое основание предполагать, что нижние молассы в этом районе могут оказаться размытыми.

Нижние молассы характеризуют начало нового крупного цикла тектогенеза, начало тех орогенических процессов, которые в конечном результате создали современный Тянь-Шань. В век накопления нижних моласс первые поднятия возникли в Северной и Восточной Фергане. В прилегающих к областям поднятия районах происходило сопряженное с поднятиями усиленное прогибание впадины, приведшее к образованию миниатюрных прогибов, из которых каждый заполнялся своеобразными осадками в зависимости от расстояния от области сноса и ее геологического строения.

В области предгорий Северной Ферганы нижние молассы во многих случаях могут быть отделены от подстилающей их массагетской свиты. В типичном виде это — чередование кирпично-красных или краснобурых конгломератов, песчаников и глин. Но в глубоких скважинах, пробуренных в адырной зоне, а также и в опорных разрез моласс еще очень плохо изучен, поэтому стратиграфическое расчленение разреза может быть произведено только условно. Так, например, на Наманганской складке к нижним молассам можно условно отнести мощную толщу темных красновато-бурых (шоколадных) глин. На северо-западе Ферганы они выражены, повидимому, соленосной свитой, а может быть, соленосной и гипсоносной, вместе взятыми. Мощность нижних моласс может превышать 1000 м.

Средние молассы. К средним молассам отнесена бледнорозовая свита, первоначально выделенная Г. И. Шатовым и впоследствии помещенная О. С. Вяловым в его массагетский ярус.

В зоне предгорий и периферийных адыров, т. е. там, где бледно-розовая свита выходит на поверхность, в ее сложении принимают участие гравийники, песчаники, алевроиты и конгломераты. Преобладают обычно гравийники, причем по целому ряду признаков можно полагать, что средние молассы представляют пролювий.

Верхние молассы. По своему объему верхние молассы соответствуют бактрийскому ярусу О. С. Вялова и сохской свите Н. П. Васильковского вместе взятым и, соответственно, могут быть подразделены на бактрийскую и сохскую свиты. Бактрийские образования представляют аллювий горных рек, отложенный при выходе их на равнину. В зависимости от удаления места накопления аллювия от области сноса транспортируемый этими реками материал может иметь различный гранулометрический состав — от конгломератов до лёссовидных суглинков и глин.

В большинстве разрезов предгорий и адырной зоны бактрийские отложения представлены в двух литофациях — глинистой (тогапской) и конгломератовой (андижанской). Нередко, по почину О. С. Вялова, эти фации неправильно называются свитами.

В опорных скважинах, освещающих наиболее приближенные к центральной части впадины участки, бактрийская свита выглядит довольно пестро. Как правило, преобладают глинистые слои; подчиненное значение имеют песчаники и конгломераты.

Древнечетвертичная сохская свита в подавляющем большинстве разрезов представлена валунно-галечными конгломератами и во многих случаях залегает на бактрийской свите с угловым несогласием.

Сопоставление схем расчленения дислоцированных континентальных отложений (моласс) приведено ниже (табл. 1).

ТЕКТОНИКА

Долгое время наиболее популярным было мнение об эллипсоидальной симметрии тектонического плана Ферганы. В соответствии с таким взглядом северный борт впадины представлялся зеркальным отображением ее южного борта, причем по мере продвижения от горного обрамления Ферганы к ее центральной равнинной части складки якобы приобретают более крупные размеры и вместе с тем становятся более пологими. В центральной закрытой части впадины предполагалось присутствие больших пологих валов. Эта часть впадины была названа О. С. Вяловым (1947) областью затухающей складчатости.

С 1946 г. начинают появляться указания (Б. С. Соколов) на несостоятельность такого механистического представления, которое не подтверждалось фактическим материалом. На основании данных глубокого бурения и геологосъемочных работ можно считать установленным, что складчатые сооружения Ферганской долины, и в частности адырные складки, лежат на определенных тектонических линиях, параллельных простиранию основных тектонических элементов Чаткальского и Алайского хребтов. К такому выводу пришли и некоторые ферганские геологи.

Что касается строения центральной закрытой части впадины, то фактический материал, полученный в результате сравнения характера складок, различно удаленных от палеозойского обрамления, не дает никаких оснований предполагать существование в центральной части «зоны затухающей складчатости». Можно ожидать, что в закрытой части окажутся цепи скла-

Сопоставление схем расчленения

Клейнберг, 1953					
Возраст		Ак-чоп, Ак-бель, Суле-тау (инденсы и номенклатура Васильковского)		Северная Фергана	Южная Фергана
Древнечетвертичный		D. Сильно дислоцированные пески и лёссовидные глины		Кассансайские конгломераты	Сохская свита
Плиоцен		C ₂ . Пески и галечники C ₁ . Пестрые глины и песчаники C ₂ . Палевая свита		Верхние молассы	Бактрийская свита
		B ₁ . Бурая свита			
Миоцен	Верхний	A ₂ . Гипсоносная свита		Средние молассы (бледно-розовая свита)	
	Средний				
	Нижний	A ₁ . Соленосная свита		Нижние молассы	Отсутствуют
Олигоцен	Верхний	?		Массагетская свита	
	Средний				
	Нижний			Сумсарский ярус	

Таблица 1

кайнозойских моласе Ферганы

Грамм, 1951			Вялов и Минакова, 1943 (1947)	
Возраст	Ак-чоп, Ак-бель Супе-тау	Южная Фергана	Ак-бель, Ак-чоп	Южная Фергана
Плиоцен нижний			Глина и пески	Сохская серия
			С ₂ . Песчаники и конгломераты С ₁ . Пестрая глина и песчаники В ₂ . Палевая свита	Бактрийский ярус
	В ₁ . Бурая свита		В ₁ . Бурая свита	
Миоцен	Верхний	А ₂ . Гипсоносная свита	Бактрийская серия	Массагетский ярус
	Средний			
	Нижний	А ₁ . Соленосная свита	Массагетская серия	Сумсарский ярус
Олигоцен	Верхний			
	Средний			
	Нижний		Сумсарский ярус	

док, выраженных не «спокойными волнами», а интенсивно дислоцированными формами.

Среди ферганских складчатых форм следует выделить две группы. В одну входят мезокайнозойские складки, облекающие палеозойские ядра и выполняющие синклинальные впадины, а также тектонические формы, облекающие уступы или дизъюнктивные нарушения палеозойского фундамента. В другую группу включены формы, возникшие в результате активного смятия мезокайнозойского покрова. Первые можно назвать структурами или складками облекания, вторые — складками покрова. Принимая такую классификацию, необходимо иметь в виду, что не всегда складки могут быть безоговорочно отнесены к тому или иному типу в тех случаях, когда палеозойское ядро не обнажается на поверхности.

Складки облекания отличаются большими размерами. От них, как правило, сохранилась сравнительно широкая оторочка мезозоя и палеогена, прослеживаемая вдоль подножья гор, центральная часть которых сложена палеозоем. Палеозойский фундамент представлен в таких случаях или антиклинориями или более сложными формами. Между фундаментом и покровом всегда наблюдается резкое угловое несогласие.

Складки покрова имеют самые разнообразные размеры — длина их колеблется от немногих сотен метров до 35 км. Складки, как правило, асимметричные, причем какой-либо строгой закономерности в их строении установить не удается. Подавляющее большинство нефтяных месторождений связано со складками покрова.

Большую помощь для отнесения структур к тому или иному типу складчатых форм оказывают морфологические признаки. По ним ферганские складки подразделяются на следующие типы:

А. Открытые (или раскрытые) складки:

- 1) размытые до палеозойского ядра;
- 2) размытые до мела или палеогена.

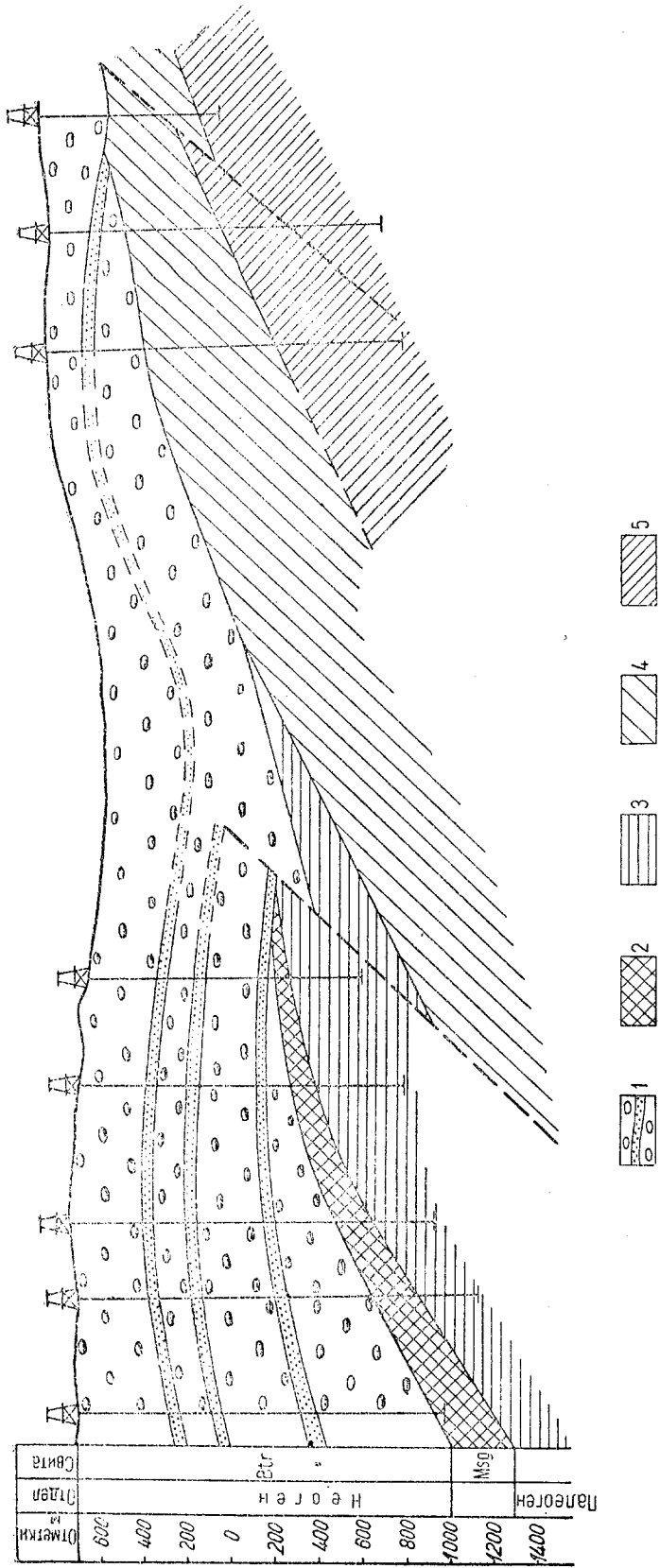
Б. Закрытые (конгломератовые, адырные, молассовые). Сложены на поверхности бактрийскими или сохскими молассаами:

- 1) полноценные; складки выражены во всем разрезе мезо-кайнозоя;
- 2) неполноценные (псевдоскладки); в складку смяты лишь верхние молассы; более древние породы имеют моноклинальное залегание слоев.

Одним из наиболее важных тектонических вопросов является вопрос о причинах возникновения неполноценных складок. Наиболее правдоподобным ответом на этот вопрос представляется следующий: вертикальные перемещения в послесохское время создали горизонтальные напряжения в отдельных блоках, которые в молассах и в подстилающих их толщах мел-палеогена разрядились различным образом. Мел-палеогеновая толща, скрепленная пластами известняков и гипсов, реагировала на боковое сжатие образованием разрывов надвигового характера, обладавших небольшой амплитудой. В то же время рыхлые молассы смялись в пологие складки, наклон крыльев которых не превышает 5° .

Подтверждение такого взгляда можно видеть на профилях, построенных по данным глубокого разведочного бурения на Талмазарской и Найманской площадях (фиг. 5). На других неполноценных складках пробуренные скважины не подсекли разрывов, хотя оспаривать наличие их нет никаких оснований. Вследствие недостатка материала, мы не видим здесь подтверждений высказанному взгляду.

В заключение следует отметить, что здесь дается лишь объяснение образования неполноценных складок. Но предвидеть их существование по дан-



Фиг. 5. Разрез неполноценных складок в юго-восточной Фергане. Составил А. М. Хугоров (1953):
 1 — бактрийская свита, 2 — массагетская свита, 3 — морская палеоген, 4 — верхний мел, 5 — нижний мел.

7 Заказ 1193.

ным, полученным только на поверхности, не представляется возможным. Может быть, целеустремленная обработка имеющегося материала поможет внести ясность в этот сложный тектонический вопрос.

РЕЗУЛЬТАТЫ ОПОРНОГО БУРЕНИЯ

За отчетный пятилетний период в Ферганской межгорной впадине бурились три опорные скважины (фиг. 6). Две из них — Наманганская № 2 и Ванновская — закончены бурением как достигшие проектной глубины, третья — Центральная Ферганская — находится в бурении. Глубина ее на 1 января 1955 г. — 3195 м.

Обработка материалов опорного бурения ведется в ЦНИЛе объединения «Средазнефть». С 1951 г. здесь была поставлена тема «Исследование и научная обработка материалов опорного бурения», которой руководит Д. П. Лангер.

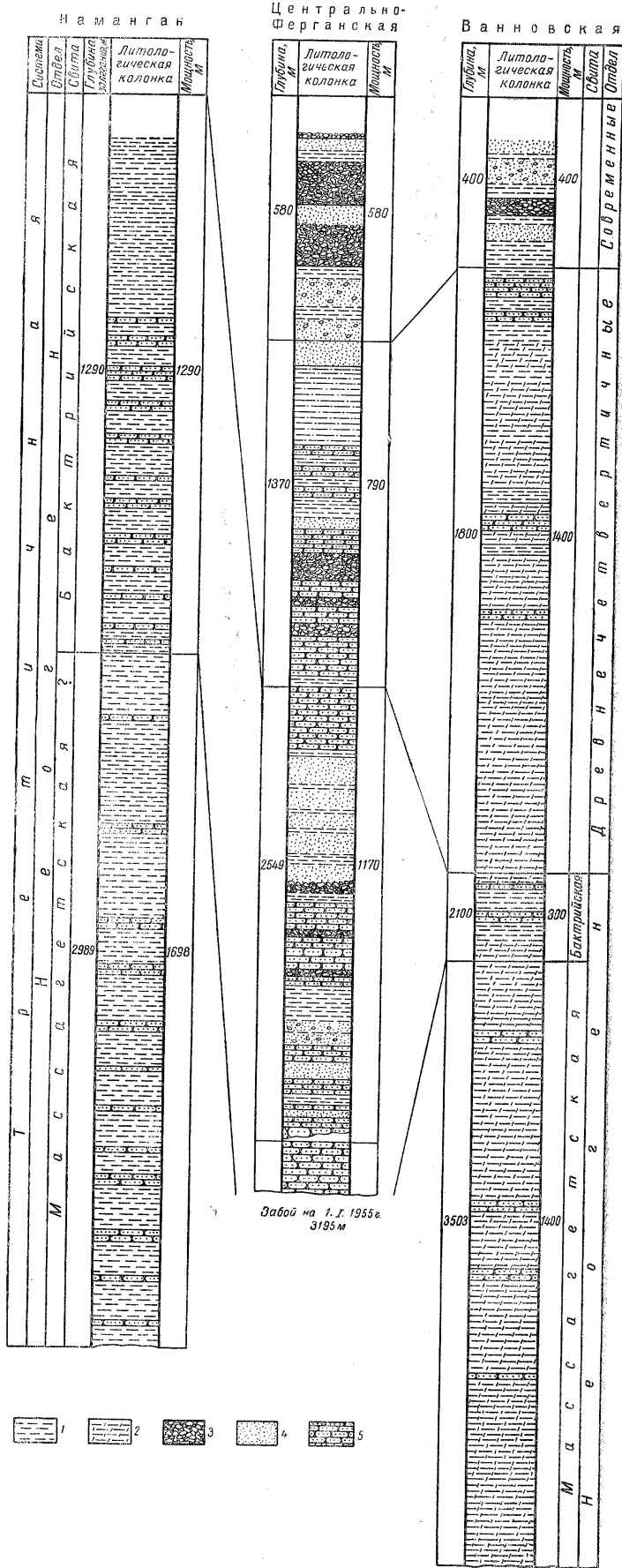
На основании результатов этих исследований Д. П. Лангер произвела разбивку разрезов опорных скважин на отдельные свиты. Ввиду отсутствия фауны большое значение приобрел метод минералогической корреляции. В одних случаях такой метод оправдал себя, в других — он оказался недостаточным. То же можно сказать и о значении прочих определений, например, карбонатности, механического состава и др. Автор статьи в течение двух лет консультировал геологическую службу ЦНИЛа по вопросам стратиграфии кайнозойских моласс, однако расчленение разрезов опорных скважин, принятое в статье, не во всех случаях совпадает с расчленениями ЦНИЛа. Вызвано это тем, что при сопоставлении разрезов автор значительную роль отвел кароттажным и дриллометрическим диаграммам. Эти расхождения в проведении границ между свитами не существенны и на них автор останавливается в разделе «Стратиграфия».

СКВАЖИНА НАМАНГАНСКАЯ № 2

Наманганская антиклиналь представляет собой большую складку с широким сводом и пологими крыльями, вытянутую в широтном направлении. Северное крыло обладает наклоном 2—5°, южное 2—7°. На этой складке в 16 км к северо-востоку от г. Намангана в 1946 г. заложена разведочная скважина № 2 с проектной глубиной 2500 м.

В 1947 г., когда забой скважины был на глубине 1000 м, она была переведена в опорную, но через некоторое время она вновь стала разведочной, и лишь в конце 1948 г., при глубине забоя 2518 м, было решено углубить ее до 3000 м (как опорную). В 1950 г. бурение закончено при глубине забоя 2989 м. Из разреза Наманганской скважины исследовано пять кернов и 98 образцов шлама. Керны подняты со следующих интервалов: 1220,5—1221,9 м; 1312,9—1315,1 м; 2706,3—2710 м; 2929,2—2933,9 м и 2888,4—2892,7 м. Совершенно недостаточный отбор керна объясняется тем, что скважина была переведена из разведочной в опорную лишь с глубины 2518 м, а также вследствие отсутствия соответствующих долот. Шлам отбирался начиная с глубины 35 м и до забоя (2989 м).

По керновому материалу во всех образцах определялись карбонатность, пористость, проницаемость, химический состав пород, а также производился механический анализ. Четыре образца керна были подвергнуты минералогическому анализу. По образцам шлама было выполнено 100 определений карбонатности, 100 механических анализов и 91 минералогический анализ.



Фиг. 6. Разрезы опорных скважин Ферганской впадины (по материалам ЦНИЛа) объединяющая «Среднезень»):

1 - глины, 2 - мергелистые глины, 3 - конгломераты, 4 - пески, 5 - песчаники.

Заназ 1193.

Все образцы кернов и шлама были проверены на содержание микрофауны, но ее обнаружено не было.

Все поднятые керны оказались крепкими известковистыми аргиллитами бурого или коричнево-бурого цвета, обладающими карбонатностью в пределах 21—27%, практически непроницаемыми. Надо сказать, что более рыхлые породы почти никогда не выносятся колонковыми долотами.

Результаты механического анализа показали плохую отсортированность материала и высокое содержание глинистых частиц, количество которых увеличивается с глубиной.

Минералогический состав легкой фракции представлен кварцем (иногда до 80%), зернами, состоящими из чешуек слюдистого минерала (иногда до 80%), и в незначительном количестве (5—10%) полевыми шпатами. Состав тяжелой фракции очень однообразен. Она представлена главным образом рудными минералами и биотитом.

В опорной скважине вскрыты современные отложения и лёссовидная глина, подстилаемая галечником мощностью 9 м.

Бактрийская свита. Глины светлые, желтобурые и светлосерые, алевроитистые, алевроитовые, изредка песчанистые, известковистые. С глубины 880 м в глинах появляются прослой голубовато-серого цвета. Подчиненное положение занимают слои песчаников светлосерых, грубозернистых, плохо отсортированных, известковистых, содержащих зерна гравия и изредка мелкую гальку. Единичны прослой гравийника, состоящего из угловатых зерен (брекчий). Мощность песчаниковых прослоев достигает 26 м. Большинство слоев песчаника содержит прослой и линзы глин.

Характерной особенностью свиты является обилие песчаных прослоев, состоящих из грубого и плохо отсортированного материала, а также господствующий светлый желтобурый цвет глин. Мощность свиты 1290 м.

Массагетская (?) свита. Глины и аргиллиты алевроитовые и алевроитистые серые, темнобурые, коричневатобурые и, реже, краснобурые, известковистые. В резко подчиненном количестве прослой песчаников темносерых и светлосерых, мелко- или среднезернистых.

Отличие описанной свиты от вышележащей заключается в значительно меньшем количестве прослоев песчаника, среди которых отсутствуют крупнозернистые разности, господствующие в бактрийских отложениях. Другое отличие состоит в появлении и преобладании коричневой и краснобурой окраски среди глин.

Вскрытая мощность 1699 м.

СКВАЖИНА ВАННОВСКАЯ

Опорная скважина заложена в январе 1949 г. в 40 км к востоку от г. Коканда в равнинной части Ферганской впадины, покрытой современными наносами. От границы зоны внутренних адыров (Капчагайского адыра) она отстоит в 25 км. Проектная глубина скважины составляла 3500 м; она закончена бурением в октябре 1951 г. при забое 3503 м. По данным геофизической разведки район Ванновской скважины представляет собой поднятие с относительно неглубоким залеганием нижнетретичных и меловых отложений; скважина была запроектирована на вскрытие мела. Достигнув глубины 3503 м, скважина не вышла из неогеновых отложений и была ликвидирована. В соответствии с проектом керн до глубины 1170 м отбирался через 200 м, на интервале 1170—2200 м через 100 м, и ниже, до забоя через 50 м. Ввиду незначительного количества кернов изучение разреза велось, главным образом, по шламовому материалу.

Из опорной Ванновской скважины было исследовано 37 кернов, поднятых с глубины 400 м и ниже.

Кроме керна было отобрано 370 образцов шлама с глубины от 10 до 3470 м, для которых сделаны 381 гранулометрический анализ и 381 определение карбонатности. Изучался также минералогический состав иммерсионным методом, а структура песчаников — в прозрачных шлифах. Все образцы были просмотрены на микрофауну, но ее обнаружено не было.

Породы Ванновской скважины характеризуются тонко отмученным материалом и очень высокой карбонатностью, доходящей в некоторых образцах до 60%. С глубиной карбонатность падает до 30%.

По данным иммерсионного анализа легкая фракция на 50—70% состоит из кварца; значительное участие принимают полевые шпаты. Состав тяжелой фракции очень однообразный до глубины 1800 м, ниже резко изменяется. До указанной глубины в составе тяжелой фракции преобладает зеленая роговая обманка, содержание которой колеблется от 18 до 59%, на втором месте стоят минералы из группы эпидота — цоизит и эпидот. Ниже указанной глубины роговая обманка начинает исчезать, а с глубины 2130 м уже не встречается.

В опорной скважине пройдены следующие породы:

Современные отложения. Пески и песчаники мелко-, средне- и разнозернистые, глинистые, известковистые, с прослоями желтобурых лёссовидных суглинков и алевролитистых мергелей. Почти во всех породах встречается гравий и мелкая галька. Мощность 500 м.

Сохская (древнечетвертичная) свита. Глины светлые желтобурые, мергелистые алевроитовые или песчанистые с прослоями песчаников серых, мелкозернистых, известковистых, иногда с гравием и мелкой галькой и прослоями светлых желто-бурых мергелей. Мощность 1400 м.

Бактрийская свита. Глины зеленовато-серые известковистые с прослоями глинистых песчаников светлобурых, известковистых, мелкозернистых, иногда содержащих гравий. Мощность 300 м.

Бактрийская + массагетская (?) свиты. Глины серые, бурые и краснобурые известковистые, часто алевроитовые или песчанистые. Прослои серых известковистых песчаников мелко- и среднезернистых, часто глинистых, иногда содержащих гравий. В нижней части — прослой темных красновато-бурых алевроитистых мергелей. Вскрытая мощность свиты 1403 м.

СКВАЖИНА ЦЕНТРАЛЬНАЯ ФЕРГАНСКАЯ

Опорная скважина Центральная Ферганская находится на левобережье р. Сыр-Дарья в равнинной части Ферганской впадины. Заложена она в августе 1950 г. на основании результатов комплексных геофизических работ, на своде поднятия, выявленного в центральной части впадины. Однако более позднее глубинное электроразведывание никакого поднятия не обнаружило.

В конце 1951 г. при забое 2500 м скважина остановлена в ожидании тяжелого оборудования, которое поступило к середине 1953 г. До указанной глубины поднято всего 26 кернов, поэтому наблюдения пришлось дополнять шламом. Изучению подверглись 40 образцов керна и 214 шлама. Большая часть образцов представлена конгломератом. В таких образцах описывался характер и состав окатышей. По аналитическим данным строились формулы вещественного состава и циклограммы по методу проф. Н. Б. Вассоевича.

Если представлялось возможным, по образцам кернов и шлама определялись механический состав и карбонатность, а для кернов — минералогический состав, пористость, проницаемость и в некоторых случаях — химический состав песчаников. Микрофауна (остракоды) была обнаружена лишь на интервалах 141—146 и 147—151 м в глинах из кернов и шлама.

В опорной скважине вскрыты породы, указанные ниже.

Современные отложения. Конгломераты разногальчатые с галькой до 10 см в диаметре; по вещественному составу окатышей конгломераты очень близки к современному аллювию р. Нарына; много гальки из изверженных пород. В подчиненном количестве — песчаники светлосерые и серые, мелко- и среднезернистые известковистые; редкие прослои глин. Книзу количество песчаников возрастает за счет уменьшения конгломератовых прослоев. Мощность 580 м.

Сохская свита. Песчаники светлосерые мелко- и среднезернистые известковистые, чередующиеся с прослоями глины светлосерой и голубоватосерой. Единичные прослои мелкогальчатого конгломерата. Мощность 790 м.

Бактрийская свита. Песчаники и пески светлосерые крупно-, средне- и мелкозернистые известковистые, чередуются со слоями глин бурых, серых и зеленовато-серых известковистых, в отдельных прослоях слоистых. Мощность свиты 1179 м.

Массагетская свита. Глины бурые, коричневые и шоколадные с прослоями песчаников неравномерно зернистых. Вскрытая мощность на 1 января 1955 г. — 644 м.

ОСНОВНЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРАТИГРАФИИ

Как уже было указано, обе опорные скважины — Наманганская (2989 м) и Ванновская (3503 м), — дойдя до проектной глубины, не выполнили своего назначения и не вышли из пород континентальной формации. Не вскрыла морской палеоген и третья опорная скважина (Центральная Ферганская), находящаяся в настоящее время в бурении.

Этим обстоятельством объясняется крайне незначительный отбор керна, который по проекту в континентальных молассах отбирался через 50—200 м и лишь в породах палеогена и мела должен был подниматься через 25 м проходки, а возможно нефтеносные пласты палеогена предполагалось проходить со сплошным отбором.

Таким образом, фациальный характер морского палеогена в закрытой центральной части впадины остался невыясненным. Весьма вероятно, что каких-либо резких изменений в этом отношении ожидать нельзя. Так как разрезы палеогена на северном и южном бортах Ферганской впадины довольно близки, в особенности в тех их частях, которые являются нефтеносными свитами, то надо полагать, в противоположность мнению Р. Ф. Геккера, что и в центральной части палеоген будет представлен теми же фациями, что и в скважинах, вскрывших его на внутренних адырах (Избаскент, Андижан, Палванташ). По мнению всех исследователей, палеогеновые бассейны Ферганы представляли мелководные заливы и нет никаких оснований предполагать, что в центральной части впадины фациальный характер осадков может заметно измениться в сторону большей глубоководности. Можно полагать, что в южной половине центральной части возрастает общая мощность палеогена и его отдельных ярусов. Но это обстоятельство не должно повлечь за собой изменение фациального облика. Известно, что литофации большинства разрезов выдержаны в одном плане, незави-

симо от того, достигает ли суммарная мощность осадков палеогена 200 или 700 м.

Но если можно более или менее уверенно говорить о строении палеогена в закрытой части впадины, то о характере мелового разреза здесь нельзя высказать даже сколько-нибудь правдоподобных предположений. По своему фациальному составу меловые отложения северного борта впадины резко отличаются от развитых на южном борту. Первые представлены континентальными, преимущественно грубообломочными осадками, вторые же — чередованием континентальных и морских отложений. В северных разрезах нигде никаких намеков на нефтеносность не отмечено, южные же местами проявили себя как газо- или нефтеносные. Граница между тем и другим типом осадков проходит где-то в закрытой части впадины.

Из изложенного остается сделать вывод, что опорные скважины ничего нового в вопросы стратиграфии палеогена и мела внести не могли, так как они этих толщ не вскрыли. Что касается сложного вопроса стратиграфии континентальной формации или неогена, то полученные в результате опорного бурения данные надо признать достаточно скромными и не оправдавшими тех усилий, которые были затрачены. Эти данные явно недостаточны для каких-либо заключений, хотя в будущем, при получении новых сведений о строении моласс, они будут представлять большую ценность.

Пожалуй, наиболее важным следствием обработки материалов опорного бурения является расчленение моласс, вскрытых Ванновской скважиной. Д. П. Лангер, на основании исчезновения в породах роговой обманки с глубины 1800 м, делает на наш взгляд правильное заключение о принадлежности всей вышележащей толщи пород к четвертичным отложениям.

Работы экспедиции, возглавлявшейся в 1943—1945 гг. Н. Б. Вассоевичем, достаточно убедительно показали, что роговая обманка является отличным руководящим минералом для сохских отложений. Такие наблюдения были сделаны в бассейне р. Шахимардана, которая именно являлась основным путем разноса материала, аккумулярованного в районе Ванновской опорной скважины. Наряду с исчезновением роговой обманки, с этой же глубины отмечается некоторое изменение окраски пород, а также понижение карбонатности. На каротажной диаграмме заметное смещение кривой PS в сторону положительных значений отмечается с глубины около 1700 м. Примерно с этой же глубины происходит смещение и кривой дреллометра. Если отбросить мощность современных наносов, равную 400 м, то на долю древнечетвертичных пород придется 1300—1400 м. Такая мощность древнечетвертичных пород еще недавно казалась чрезмерно завышенной. Так например, К. В. Курдюков (1950), изучив скорости современных процессов эрозии и аккумуляции на основании данных по твердому стоку среднеазиатских рек, пришел к заключению, что мощность четвертичных отложений в Ферганской впадине не должна превышать 400—440 м. Но с другой стороны, лучший знаток четвертичных осадков юго-востока Средней Азии Н. П. Васильковский считает, что мощность этих осадков может измеряться несколькими сотнями метров (Васильковский, 1951). Надо сказать, что этому исследователю не были известны результаты бурения Ванновской опорной скважины.

Ныне процессы горообразования и сопряженного с ним прогибания впадины проходят значительно более интенсивно, чем в верхнетретичное время. Характер четвертичной эпохи, ознаменовавшейся таким грандиозным событием как оледенение, по своему эрозионному эффекту не идет ни в какое сравнение с обстановкой, царившей в плиocene. Поэтому нельзя,

как это делает К. В. Курдюков (1950), определять мощности четвертичных и верхнетретичных осадков в полном соответствии с продолжительностью отрезков времени, в течение которых те или другие осадки накапливались.

В толще пород, подстилающих древнечетвертичные осадки в Ванновской скважине (см. фиг. 6), выделены отложения бактрийской свиты, залегающей в интервале 1800—2100 м. Это светлобурые и зеленовато-серые глины с прослоями песчаников и конгломератов. Кривля этой свиты отбивается на кароттажной диаграмме по кривой PS, которая при высоких значениях приобретает более спокойный вид. На кривой механического кароттажа, на глубине 2225 м, отмечается резкое отклонение в сторону более мягких пород. По всей вероятности, породы в интервале 1800—2100 (2225) м относятся к бактрийской свите, но возраст подстилающих отложений остается неясным.

Судя по описанию керна, разрез представлен красновато-бурыми глинами с прослоями серых песчаников крупно-, средне- и тонкозернистых известковистых, иногда спементированных известняком. Местами в глинах зеленые пятна. Встречены единичные прослои песчанистого известняка и серого мергеля с ржавыми пятнами. Глубже 3200 м красно-бурая глина не упоминается, ее место занимает глина бурого цвета. Ни по электрическому, ни по механическому кароттажу интервал 2100—3500 м расчленению не поддается.

Трудно сказать, к какому отделу моласс относится этот интервал, так как здесь разрез не похож на разрезы, известные по естественным обнажениям и по скважинам в адырной зоне. Можно лишь предполагать, что этот интервал включает в себе аналоги бактрийской свиты, средних моласс (бледнорозовой свиты) и красноцветных моласс. Может быть, разрез скважины глубже 3200 м представлен аналогами кирпично-красной массагетской свиты.

Разрезы двух других опорных скважин (Наманганской и Центральной Ферганской) позволяют стратифицировать лишь их верхнюю часть. Наманганская скважина (см. фиг. 6) забурена в отложениях несомненно бактрийской свиты и, по заключению Д. П. Лангер, прошла по ним 877 м. Но по электрокароттажной диаграмме подошву этой свиты лучше бы отбить на глубине около 1300 м. На этой же глубине кривая механического кароттажа обнаруживает ясное отклонение в сторону мягких пород. Некоторым подтверждением целесообразности опускания этой границы может служить находка в соседней разведочной скважине (Наманганская № 1) бактрийских остракод на глубине 981 м. Какая-то граница намечается на кароттажных кривых на глубине 1700—1800 м; может быть, это граница средних моласс (бледнорозовой свиты). Нижележащие темные красно-бурые (шоколадные) глины в таком случае являются аналогами нижних моласс и, может быть, кирпично-красной массагетской свиты.

Разрез бурящейся скважины Центральная Ферганская (см. фиг. 6) заметно отличается от разрезов двух других опорных скважин грубостью слагающего его материала и, в частности, обилием конгломератовых прослоев.

Размер окатышей, взятых из шлама и слагающих два керна, колеблется от 1 мм до 10 см, т. е. от мелкого гравия до крупной гальки.

По своему вещественному составу конгломераты очень близки к современному аллювию р. Нарына. По наблюдениям автора современные наносы этой реки по составу окатышей резко отличаются от наносов,

покрывающих высокие террасы, не говоря уже о конгломератах, состоящих сохскую и бактрийскую свиты.

По конгломератовому керну, поднятому последним с интервала 485—487 м, можно уверенно говорить о том, что до указанной глубины разрез опорной скважины представлен современным аллювием р. Нарына. На каротажной диаграмме по кривой сопротивления нижняя граница конгломератов с прослоями глин и песков отбивается на глубине 550—580 м.

К сожалению, за исключением двух образцов конгломерата, полученных в виде керна, вещественный состав окатышей определялся по шламу. Ненадежность такого приема видна из следующего сопоставления. По керновому материалу разрез на интервале 0—600 м оказался состоящим на 11% из глин, на 55,5% из песков и песчаников и на 33,5% из конгломератов. По шламу же глин не оказалось вообще, количество песчаников снизилось до 29%, а содержание конгломератов возросло до 71%. На интервале 600—2300 м наблюдается менее резкое расхождение, идущее, однако, в том же направлении. Приведенные данные показывают, что составление разреза по шламу не отражает истинное положение вещей.

Породы, подстилающие конгломератовую толщу, повидимому, следует относить к сохской свите, по крайней мере до глубины 1360 м, где на каротажных диаграммах происходит очень заметное изменение обеих кривых. Глубже 1360 м (до глубины 2200 м) обе кривые показывают однообразное чередование песчаников и глин. Эту толщу пород скорее всего следует отнести к бактрийской свите.

Выше было указано, что в двух образцах, поднятых с глубины 141—146 и 147—151 м, обнаружена обильная фауна остракод хорошей сохранности. Знаком среднеазиатских остракод М. Н. Грамм предположительно определил возраст этой фауны и вмещающих ее пород как верхнеплиоценовый, или, в переводе на язык среднеазиатской стратиграфической схемы, верхнебактрийский. Такое определение возраста не согласуется с той разбивкой разреза скважины, которая только что была приведена.

По поводу такого разногласия можно указать, что вертикальное распространение остракод еще очень плохо изучено. Вопрос этот в ферганских условиях находится в таком состоянии, что возраст пород, вмещающих остракоды, следует определять не по остракодовой фауне, а наоборот, возраст этой последней надо устанавливать по стратиграфическому положению пород, определенному каким-либо иным способом. В нашем случае о юном возрасте конгломератов, залегающих до глубины 500 м, можно привести еще следующие соображения. В разных местах закрытой части Ферганы к настоящему времени пробурено немало скважин на воду, причем забой некоторых находится на глубине 200 и более метров. Во всех случаях эти скважины не вышли из современных наносов. Опорная скважина Ванновская прошла по современным (юночетвертичным) осадкам около 400 м. Поэтому нет никаких оснований приписывать плиоценовый возраст отложениям, вскрытым в скважине Центральная Ферганская на глубине 141—151 м, несмотря на присутствие здесь остракод, имеющих плиоценовый облик.

При этом надо иметь в виду, что невозможно представить себе такую обстановку, в которой могли бы исчезнуть в районе Центральной Ферганской скважины древнечетвертичные сохские отложения, развитые на адырах северного борта впадины. Опорная скважина Ванновская прошла по ним более 1000 м; несколько меньшую мощность они имеют, по нашему представлению, в Центральной Ферганской.

Суммируя новые данные по стратиграфии, полученные в результате опорного бурения, надо еще раз признать, что они оказались весьма скромными. Причиной тому является прежде всего то обстоятельство, что ни одна из скважин не достигла проектных горизонтов и поэтому не вскрыла ни одного стратиграфического репера. Новизна разрезов моласс, наряду с совершенно недостаточным отбором керна, не позволила использовать в должной мере каротажные диаграммы. Вследствие этих причин расчленение молассовой формации произведено условно и ее истинная мощность в закрытой части впадины остается, как и прежде, неизвестной.

ВАЖНЕЙШИЕ ДАННЫЕ ПО ТЕКТОНИКЕ

Опорное бурение внесло очень незначительный вклад в дело познания тектонических условий Ферганской впадины.

Основным неясным вопросом тектоники, имеющим крупное практическое значение, является вопрос о строении центральной равнинной части впадины, профиль через которую приводится на фиг. 7.

Как уже упоминалось в первой главе, долгое время центральная часть впадины представлялась как «область затухающей складчатости». Здесь следовало ожидать присутствие больших пологих валов, последних волн этой затухающей складчатости или же сводообразного поднятия в центральной части. Выше было также указано на ошибочность такого взгляда. Однако, заложение опорной скважины Ванновская было обосновано именно сторонниками этого мнения. В то же время представления о глубине залегания палеозойского фундамента далеко не отвечали действительному положению. Причина заключалась в несовершенстве методов геофизической разведки. Так например, сейсмические исследования, проведенные под руководством Ю. Н. Година, определили глубину залегания палеозойского фундамента в 2,5 км. К таким же выводам пришел и Н. П. Туаев (1949) на основании палеогеографических соображений. Он считал, что неогеновые и четвертичные конгломераты представляют образования, свойственные окраинам межгорных впадин, и предполагал, что в центральной части впадины они не развиты, а мощность всей серии мезокайнозойских отложений должна быть здесь значительно сокращена.

Результаты опорного бурения показали ошибочность таких представлений. По новейшим данным сейсмических и электроразведочных работ (1953) мощность надпалеозойских отложений достигает в центральной части впадины 8000—10 000 м. Если эти данные близки к действительным, то кровлю нефтеносного палеогена следует ожидать на глубине не менее 5500 м. Наиболее близок к кровле палеогена забой опорной скважины Наманганская № 2, так как устье скважины находится в заведомо бактрийских отложениях, т. е. мощная толща современных и сохских осадков, пройденная двумя другими опорными скважинами, здесь смыта.

Отсутствие уверенности в стратиграфическом положении забоев опорных скважин не позволяет проверить данные геофизических работ.

Опорное бурение не внесло ясности также и в строение Наманганской складки. По имеющимся данным создается впечатление, что она является неполноценной складкой, но за отсутствием четких реперов в молассах утверждать это нельзя. Здесь проектируется производство дополнительных сейсморазведочных работ.

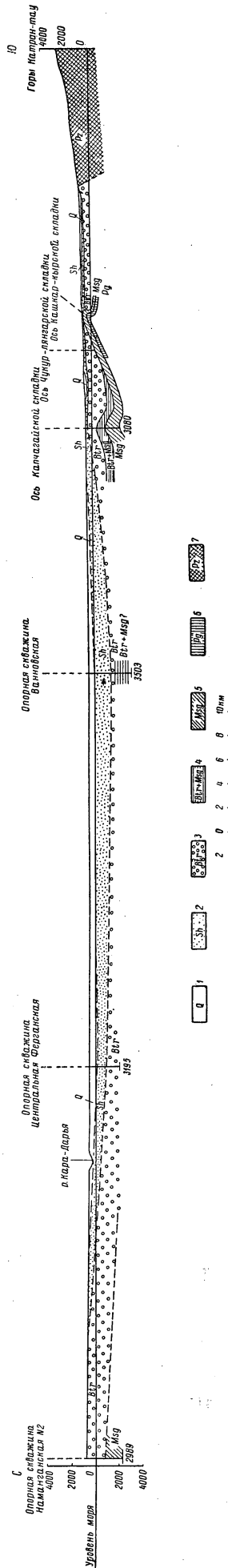
Не помогло опорное бурение установить и наличие крупных разрывов, по которым опущена центральная часть впадины. Также не представилось

возможным ни подтвердить, ни отвергнуть имеющееся у многих геологов представление о якобы существующем большом нарушении вдоль южного борта впадины, которое они протягивают от Маргелана почти до р. Исфары.

Следовательно, единственным положительным результатом опорного бурения в отношении тектоники надо считать установление громадной мощности современных и сохских отложений, указывающей на весьма интенсивное прогибание впадины в четвертичный период.

ЛИТЕРАТУРА

1. Васильковский Н. П. К возрастному расчленению четвертичных отложений Северо-Восточного Узбекистана. Труды ин-та геологии АН Узб. ССР, вып. 6, Ташкент, 1951.
2. Вялов О. С. Мел и палеоген Ферганы. Материалы ТПЭ 1934 г., вып. 47, Л., 1936.
3. Вялов О. С. О нефтеносности Ферганы. ДАН СССР, т. 56, № 1, 1947.
4. Клейнберг В. Г. О возрасте третичных красноцветов Ферганы. «Стратиграфия и фауна меловых и третичных отложений Средней Азии». Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 73, 1953.
5. Курдюков К. В. Некоторые вопросы палеогеографии Ферганской котловины и скорость современных процессов эрозии и аккумуляции в ее пределах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 5, 1950.
6. Рыжков О. А. Тектоника предгорной части Ферганы. Автореферат кандидатской диссертации. Ташкент, 1949.
7. Симakov С. Н. К стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. ДАН СССР, т. 82, № 1, 1952.
8. Симakov С. Н. Вопросы стратиграфии палеогена Ферганы и Таджикской депрессии. «Палеонтологический сборник I», Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 66, 1953.
9. Туаев Н. П. Фазовое формирование месторождений нефти в Ферганской впадине. Новости нефтяной техники. Геология, статья 174-а, М., 1949.



Фиг. 7. Поперечный профиль Ферганской впадины по опорным скважинам (по материалам ЦНИИа объединения «Среднеазиатгаз»).

— современные отложения, 2 — соли, 3 — бактрийский сланец, 4 — бледеровская свита, 5 — массгутская свита, 6 — морская палеоген, 7 — палеософт.

Заква 1193.

Н. Н. Ростовцев

ЗАПАДНО-СИБИРСКАЯ НИЗМЕННОСТЬ

ВВЕДЕНИЕ

Западно-Сибирская низменность представляет собой одну из крупнейших равнин мира. Ее площадь равна 3400 тыс. км². Обширные пространства Западно-Сибирской низменности заболочены, залесены и мало обжиты. Экономически наиболее освоены южные степные районы, а также территории, непосредственно примыкающие к крупным водным артериям (Енисей, Обь, Иртыш, Тобол и др.).

В геологическом отношении Западно-Сибирская низменность представляет собой громадную плиту, по своим размерам почти не уступающую Восточно-Европейской плите (Русской платформе). Некоторые геологи называют эту низменность Западно-Сибирским прогибом, Западно-Сибирской депрессией, Западно-Сибирской впадиной.

Западно-Сибирская плита, как и плиты вообще, имеет четкое двухъярусное строение. Ее нижний ярус, или фундамент, сложен в основном сильно дислоцированными и интенсивно метаморфизованными палеозойскими и частично допалеозойскими отложениями, прорванными разнообразными по составу изверженными породами. В фундаменте Западно-Сибирской плиты отмечаются также впадины типа межгорных, выполненные средне- и верхнепалеозойскими и триасовыми отложениями. Метаморфизм и дислоцированность пород, выполняющих эти впадины, значительно слабее, чем отложений, слагающих главную часть фундамента Западно-Сибирской плиты. Площадь таких впадин невелика по сравнению с площадью всего фундамента.

Верхний ярус плиты, или ее покров, сложен мезозойскими и кайнозойскими отложениями. Мощность этого покрова значительная и местами превышает 4 км.

Степень изученности стратиграфии мезо-кайнозойских отложений для разных районов низменности резко различна. Менее всего стратиграфия изучена в юго-восточной части низменности, где развиты преимущественно континентальные осадки.

Опорное бурение в Западно-Сибирской низменности было начато в 1949 г. За период 1949—1955 гг. всего пробурено, находится в испытании и в бурении 17 опорных скважин. Данные о глубинах скважин, выноса керна и состоянии их на 1 января 1955 г. приведены в табл. 1. Все скважины, за исключением Березовской опорной, нанесены на карту (фиг. 4), а последняя расположена за пределами карты около сел. Березово Ханты-Мансийского национального округа, приблизительно на 64 параллели северной широты.

Помимо опорного бурения, в Западно-Сибирской низменности за тот же период (1949—1953 гг.) был выполнен большой объем работ по колонковому — крелиусному, поисково-роторному бурению и по геофизическим

Таблица I

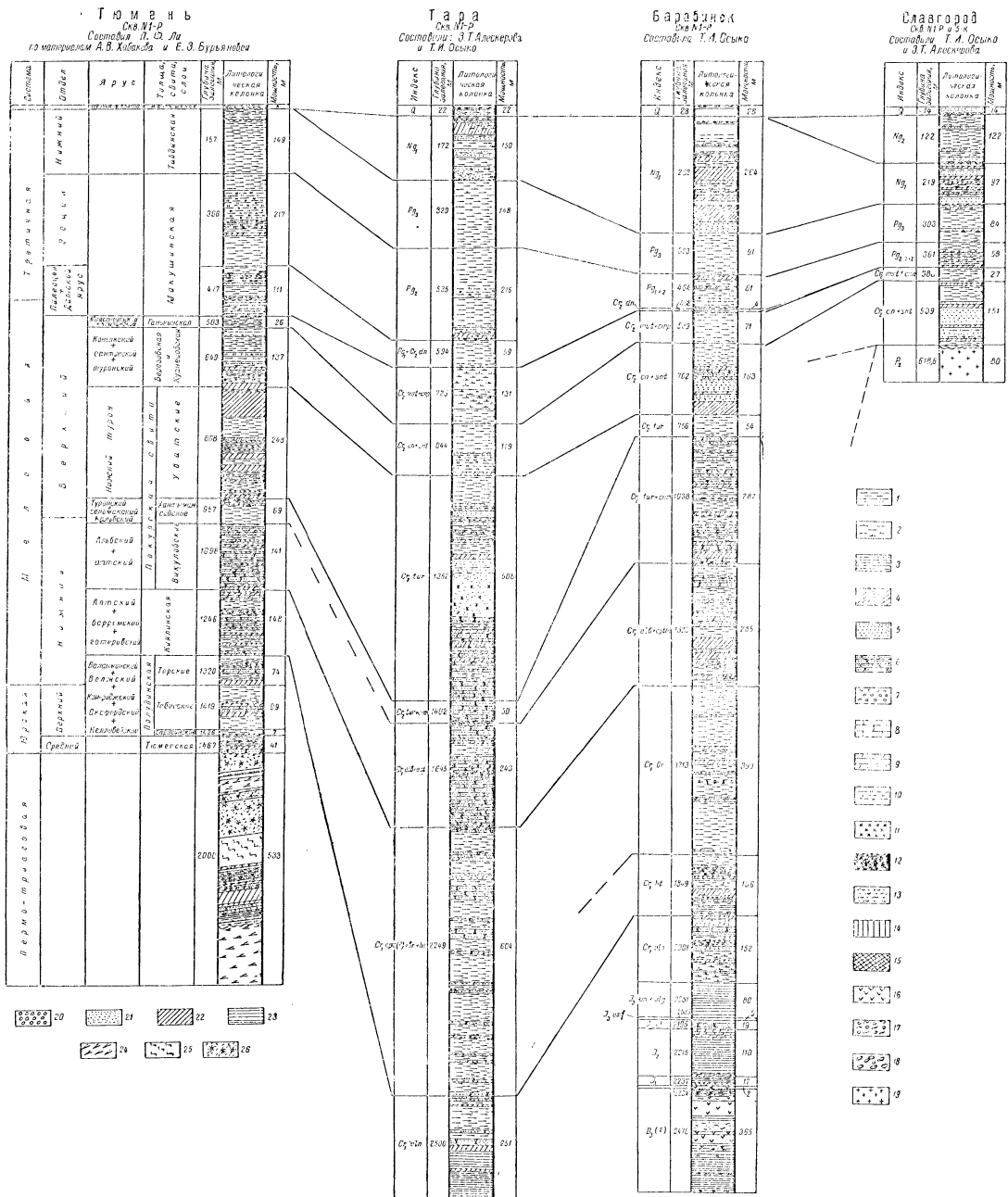
№ пл	Наименование опорных скважин	Глубина скважины (м) на 1/1-1953 г.	Состояние скважины на 1/1-1955 г.	Выход зерна, (м), включая дублер (за 1949—1953 гг.)	Выход зерна, %
1	Барабинская	2470	Закончена бурением и опробованием	1174,19	47,5
2	Славгородская	618,6	То же	262,6	42,5
3	Тюменская	2000	» »	856,68	42,8
4	Тарская	2500,72	» »	1404,91	56,2
5	Колпашевская № 1	1820	» »	773,72	42,5
6	Омская	3001	» »	1726,3	57,59
7	Кузнецовская	951,68	» »	430,96	45,4
8	Ханты-Мансийская	2181	» »	1007,78	до 2169,01 м 46,5
9	Максимо-Ярская	2500	В опробовании	1207,47	48,2
10	Покурская	2360	» »	1245,7	60,6
11	Березовская	1344	» »	856,15	63,7
12	Уватская	2983	» »	1497,45	до 2493,0 60,08
13	Ларьякская	2802	» »	841,65	48,2
14	Леушинская	2482	В бурении	656,85	55,8
15	Чулымская	1750	» »	744,05	до 1444,0 51,5
16	Мариинская	1230	В опробовании	нет данных	—
17	Большереченская	2690	В бурении	» »	—

методам разведки. Одновременно Западно-Сибирская низменность на 75% была покрыта геологической съемкой масштаба 1 : 1 000 000. Съемочные работы проводились Обской экспедицией, Западно-Сибирским геологическим управлением и Научно-исследовательским институтом геологии Арктики.

Поисковое роторное бурение осуществлялось на 9 площадях. Всего было пробурено 50 поисковых скважин в следующих районах: 10 — на Тюменско-Лучинкинской площади, 10 — в районе Покровки, 10 — на Заводоуковской площади, 6 — близ с. Яковлево, 2 — в Рязкино, 3 — на Татарской площади, 2 — около ст. Тебисской, 5 — в районе Ипатово и 2 — на Викуловской площади.

Крелиусное бурение, поставленное с целью подготовки площадей под глубокое поисковое бурение, было проведено на 20 площадях, а именно: Тюменско-Лучинкинской, Покровской, Иевлево-Байкаловской, Карбановской, Заводопетровской, Ингалинской, Заводоуковской, Рязкинской, Октябрьской, Викуловской, Марьяновской, Татарской, Тебисской, Саргатской, Ипатовской, Бурлинской, Большереченской, Колпашевской, Нарымской и Лебяжинской. Эти же площади покрыты детальными сейсмоисследовательскими работами, которые еще дополнительно проведены на площадях: Шиликульской, Комиссаровской, Малиновской, Старосолдатской, Новологиновской, Ефремовской, Федоровской, Воробьевской, Бакчарской, Пышкино-Троицкой, Мариинской, Тухтетской, Кыштовской.

Кроме площадных сейсмических работ выполнены также одиночные региональные сейсмопрофили общей протяженностью около 10 000 км. Из числа их следует отметить профили: Новосибирск—Омск—Петропав-



Фиг. 1. Разрез опорных скважин Западно-Сибирской низменности.

1 - глина, 2 - глина ополоченная, 3 - оризидит, 4 - алевроит, алевролит, 5 - песок, 6 - известняк, 7 - доломит, 8 - мрамор, 9 - сланец, 10 - уголь, 11 - известняк пористый, 12 - известняк пористый, 13 - глина порфиритовая, 14 - глина и известняк, 15 - известняк, 16 - известняк, 17 - известняк, 18 - известняк, 19 - известняк, 20 - известняк, 21 - известняк, 22 - известняк, 23 - известняк, 24 - известняк, 25 - известняк, 26 - известняк.

ловск—Троицк, по Иртышу от Омска до Тобольска; Тара—Татарская—Славгород—Семипалатинск, по Оби от устья р. Томи до Ханты-Мансийска, от г. Камня на Оби до Павлодара; Тара—Викулово, Томск—Бакчары, Колпашево—Парабель—Пудино, по р. Тавде; Камышлов—Тюмень—Ялуторовск и др.

За период 1949—1953 гг. в Западно-Сибирской низменности выполнено более 10 000 вертикальных электроразведочных работ. Этот метод пока еще полностью себя не оправдал, но это, возможно, вызвано низким качеством проведенных работ.

Также на низком уровне проведены гравиметрические работы.

Высоким качеством отличается аэромагнитная съемка. Последней в масштабе 1 : 1 000 000 покрыта площадь в 3107 тыс. км² с частичным захватом территорий, слагающихся палеозойскими отложениями и обрамляющих Западно-Сибирскую низменность. Неизученной методом аэромагнитной съемки осталась площадь, заключенная между северными широтами 63—68° и рр. Обь—Енисей.

Из работ, проведенных в Западно-Сибирской низменности до 1949 г., следует отметить бурение на воду глубоких роторных скважин Трансбурводом на станциях: Убинская, Карасук, Баган, Купино, Называевская, Ганькино, Макушино, Смирново и др., бурение трех поисковых роторных скважин на Асановской структуре и крелиусное бурение в Чесноках и Тавде организациями Министерства Нефтяной промышленности. Уральское Геологическое управление вело бурение крелиусных скважин в Камышлове, Струнине, Сосьве, Гари, Андриюшине и других районах. Геофизические работы проводились сравнительно в небольшом объеме. Обращает на себя внимание высокое качество сейсморазведочных работ, проведенных Союзным Госуд. Геофизич. Трестом МНП в Шумихинском и Петропавловском районах.

В настоящей статье подводятся итоги пятилетней работы (1949—1953 гг.) по поискам нефти и газа в Западно-Сибирской низменности, выполненной коллективами трестов «Запсибнефтегеология», «Тюменьнефтегеология», «Сибнефтегеофизика» и Всесоюзного научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ).

Все эти годы автор руководил научно-исследовательской комплексной Западно-Сибирской экспедицией ВСЕГЕИ, которой было поручено обобщение всех геологических, геофизических, гидрогеологических и других материалов, а также вел тему по тектонике и нефтегазоносности Западно-Сибирской низменности. Ответственными исполнителями по другим темам являлись: 1) по стратиграфии мезо-кайнозой — Т. И. Осыко, П. Ф. Ли, М. А. Толстихина, З. Т. Алескерова, Т. В. Долинина и в 1950 г. А. В. Хабаков, 2) по гидрогеологическим работам — М. С. Гуревич, О. В. Равдоникас и Н. Е. Макавская, 3) по сейсморазведке — И. В. Литвиненко с участием Н. К. Булина, З. Х. Теляковой и др., 4) по электрокаротажным работам — Г. А. Череменин, 5) по магнитным работам — Т. Н. Симоненко с участием З. А. Макаровой, В. К. Пятницкого и др., 6) по палеонтологическим исследованиям — И. М. Покровская, Р. Х. Липман, В. Т. Балахматова, А. Е. Глазунова, В. И. Романова, Е. С. Буртман, Н. С. Волкова и др., 7) по геохимическим работам — А. А. Резников, Е. П. Муликовская, А. А. Черепенников, Л. Е. Крамаренко, Т. К. Божовская, С. С. Литвина и др., 8) по изучению палеозойских отложений Зайсанской геосинклинали и Алтае-Саянской страны — В. С. Мелещенко, Г. Л. Бельговский, А. Л. Додин, В. Д. Фомичев и др. Большой объем

работ был выполнен лабораториями треста Запсибнефтегеология. Палеонтологические работы проводились под руководством В. Ф. Козыревой, а петрографо-минералогические — под руководством Т. И. Гуровой.

В основу статьи положены материалы, собранные сотрудниками экспедиции ВСЕГЕИ, а также результаты лабораторных исследований, проведенных ВСЕГЕИ и трестом Запсибнефтегеология.

Большую помощь в работе автору оказали: В. С. Мелешенко, Т. И. Осыко, Г. Л. Бельговский, И. В. Литвиненко, Т. Н. Симоненко, Г. А. Череманский, П. Ф. Ли, М. А. Толстихина, М. С. Гуревич, О. В. Равдоникас, З. Т. Алескерова и др. Автор неоднократно получал у них советы и консультации, за что выражает им глубокую благодарность,

СТРАТИГРАФИЯ ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

СТРАТИГРАФИЯ ОТЛОЖЕНИЙ, СЛАГАЮЩИХ ФУНДАМЕНТ

В настоящее время по данным геофизических исследований и материалов бурения представляется возможным в фундаменте Западно-Сибирской плиты провести ориентировочные границы распространения отдельных геосинклинальных складчатых областей, обнажающихся по периферии низменности. К таким геосинклинальным областям относятся: Уральская, Северо-Казахская, Обь-Зайсанская, Алтае-Саянская и Таймырская. Граничащая на востоке с Западно-Сибирской низменностью Сибирская платформа, повидимому, не имеет сколько-нибудь далекого распространения к западу от Енисея. Палеозойские отложения погребенных геосинклинальных складчатых областей Уральской, Северо-Казахской и Обь-Зайсанской вскрыты опорными и поисковыми скважинами. На территории же предполагаемого распространения Алтае-Саянской и Таймырской областей ни одна скважина не достигла фундамента.

Уральская область. Погребенная под покровом мезокайнозойских отложений Уральская геосинклинальная складчатая область вскрыта тремя опорными скважинами — Тюменской, Кузнецовской, Березовской и рядом поисковых скважин.

Тюменской скважиной на глубине 1467—2000 м вскрыта вулканогенно-осадочная толща, представленная чередованием темносерых аргиллитов, глинистых сланцев, алевролитов, песчаников, пестроцветных аргиллитов и туффитов с оливковыми габро-диабазами, оливковыми черными диабазами и основными серо-зелеными пузырчатыми лавами (диабазовыми порфиритами) (фиг. 1).

В 8 км к востоку от г. Тюмени Ярской поисковой скважиной вскрыт более или менее аналогичный разрез на глубине 1615—2509 м. В осадочных породах этой толщи обнаружены филлоподы, обломки пелеципод с сохранившимся перламутровым слоем и единичные фораминиферы и споры. Общий облик всей этой органики позволяет отнести вулканогенно-осадочную толщу Тюменско-Ярского района к самым низам триаса и, возможно, к пермтриасу. По данным А. Г. Бер, В. П. Горского и др., аналогичная вулканогенно-осадочная толща пермтриасового возраста вскрыта мелкими крелиусными скважинами в северной части Тургайского прогиба, в районе оз. Кушмурун. Пермтриасовый возраст этой толщи, развитой в фундаменте Кушмурунского района, определяется филлоподами и спорово-пыльцевыми комплексами. Отложения пермтриаса как в районе Тюмени,

так и в районе Кушмуруна слабо метаморфизованы и слабо дислоцированы.

По данным А. В. Хабакова, Т. В. Долининой и других геологов, на расстоянии от 9 до 60 км к западу от Тюмени группой поисковых скважин (Дербышинской, Утешевской, Луговской, тремя Мальцевскими и тремя Лучинкинскими) в составе фундамента низменности вскрыты в одних скважинах темносерые углисто-кремнисто-глинистые сланцы и кварцевые песчаники, а в других — катаклазированные, уралитизированные габбро, кварцево-диоритовые порфириды, катаклазированные серпентиниты, эпидиабазы, зеленокаменные пироксено-плаггиоклазовые порфириды, туфы и лавовые брекчии. Все эти породы сильно метаморфизованы, интенсивно дислоцированы и разбиты трещинами. По общему облику эти образования походят на нижнекаменноугольные отложения восточного склона Урала.

По данным Т. В. Долининой и других геологов, к востоку от Тюмени в устье р. Туры (район Покровки) и близ г. Заводоуковска поисковыми скважинами в фундаменте низменности вскрыты: в районе Покровки — диабазовые порфириды, а в районе Заводоуковска — диабазовые порфириды, туфы кварцевого порфира, доломиты, мергели, смятые серпентиниты, темносерые глинистые сланцы, органогенные известняки и другие породы. Все отложения, слагающие фундамент Покровского и Заводоуковского районов, сильно метаморфизованы, дислоцированы и разбиты трещинами. В прослое органогенного известняка Н. С. Лебедевой были обнаружены паратураммины девонского облика, а также нодозарии с темной стенкой, известные пока только в девоне.

Как видно из вышеизложенного, Тюменской опорной скважиной вскрыта новая пермтриасовая сравнительно слабо дислоцированная и почти неметаморфизованная вулканогенно-осадочная толща, не известная до сих пор на Урале.

По данным П. Ф. Ли и других геологов, в фундаменте Западно-Сибирской плиты Кузнецовской опорной скважиной вскрыты граниты и диабазы неопределенного возраста, а Березовской опорной скважиной — сильно метаморфизованные гранито-гнейсы. По сравнению с разрезами Урала высокометаморфизованные гранито-гнейсы Березовского района можно сопоставить с докембрием или нижним палеозоем.

Северо-Казахская область. В пределах погруженной части Северо-Казахской складчатой области пока не пробурено ни одной опорной скважины. Однако здесь бурились глубокие скважины на воду (Смирново, Киялы и др.), а также на нефть и газ (Асановские, Яковлевские, Рявкинские, Ганькинская). По данным Д. Л. Степанова (1948), Киялинской (на глубине 495 м) и Смирновской (на глубине 626 м) скважинами вскрыты кварцево-хлоритовые сланцы, а Асановскими скважинами на глубинах 771, 940,5 и 965 м встречены кремнистые сланцы с диабазами предположительно нижнепалеозойского возраста. По данным Т. И. Осыко, З. Т. Алескеровой и других, в Яковлевском районе скважиной № 3-Р на глубине 1135 м вскрыты сильно метаморфизованные, окварцованные глинистые сланцы, по общему облику напоминающие породы кембрия Казахстана. В том же районе скважинами № 1-Р (на глубине 1028—1194 м) и № 2-Р (на глубине 1070—1088 м) в фундаменте Западно-Сибирской плиты пройдены слабо метаморфизованные красные аргиллиты, песчаники и алевролиты, похожие на пермские отложения Казахстана. В Рявкинском районе скважиной № 5-Р (на глубине 1450—1652 м) в фундаменте вскрыты темносерые аргиллиты, углистые сланцы, крепкие известковистые песчаники и темносерые

известняки с мшанками визейского и скорее всего средневизейского возраста. В. П. Нехорошевым определены следующие мшанки: *Fistulipora* cf. *incrustans* (Phillips), *Batostomella* sp., *Fenestella* aff. *tenax* Ulrich, *F. serratula* Ulrich, *F. radis* Ulrich, *F. donaica* (Leb.) var. *kazakhstanica* Nekh., *Hemitrypa* aff. *burilica* Nikiforova, *Polypora* aff. *cesteriensis* Ulrich, *Sulcoretopora* sp., *Clyptopora* sp.

Обь-Зайсанская область. На территории предполагаемого распространения Обь-Зайсанской геосинклинальной складчатой области пробурено три опорных (Омская, Барабинская, Славгородская) и ряд поисковых скважин (Татарские, Тебисские, Викуловские, Ипатовские, Коченевская и Сеченевская), достигших складчатого фундамента. По данным Т. И. Осыко, З. Т. Алескеровой и других, скважинами вскрыты: Омской — диабазы (на глубине 2941—3002 м); Славгородской — граниты (на глубине 538,6—619 м); Татарской № 1-Р — сильно метаморфизованные, интенсивно дислоцированные сланцы (на глубине 2815—2913 м); Татарской № 2-Р — диабазы (на глубине 2847 м); Ипатовской № 1-Р — темносерые кристаллические сланцы (на глубине 1003—1066 м); Сеченевской — зеленые, сильно метаморфизованные рассланцованные песчаники (на глубине 298—311 м); Коченевской — темносерые сланцы (на глубине 151 м) предположительно каменноугольного возраста.

Приведенные данные показывают, что всеми этими скважинами вскрыты или изверженные, или сильно метаморфизованные и дислоцированные породы осадочного происхождения. Такие отложения известны в обнаженных частях Обь-Зайсанской геосинклинальной области.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты Викуловскими скважинами вскрыты (№ 2-Р, на глубине 2100—2500 м) неметаморфизованные и слабо дислоцированные отложения со спорами каменноугольного возраста (определения М. А. Седовой). Эти отложения представлены переслаиванием различных эффузивов (спилитовые порфириты, туфолавы кислого эффузива, кварцевые порфиры, миндалекаменные порфириты, долериты, туфы порфирита и др.) с аргиллитами, туфогенными полимиктовыми песчаниками, алевролитами и, реже, гравелитами и конгломератами.

Барабинской опорной скважиной в фундаменте плиты вскрыты несколько более метаморфизованные и дислоцированные отложения, чем Викуловскими скважинами. Здесь Т. И. Осыко выделяет две толщи: нижнюю, мощностью 78 м (на глубине 2392—2470 м), представленную серо-коричневыми, местами красноцветными аргиллитами с тонкими прослоями зеленоватых туфогенных песчаников и туфов с андезито-базальтовой лавовой брекчией в основании, и верхнюю, мощностью 158 м (на глубине 2234—2392 м), состоящую из чередования серо-зеленых тонкослойных аргиллитов с туффитами, туфами дацитового порфирита, туфогенными песчаниками и алевролитами.

В охарактеризованных отложениях найдены членики криноидей палеозойского облика и споры девонского возраста.

Тебисской скважиной на глубине 2445 м также вскрыты сравнительно слабо метаморфизованные темносерые аргиллиты.

Как упоминалось выше, в Алтае-Саянской и Таймырской геосинклинальных складчатых областях пока не пробурено ни одной скважины, дошедшей до складчатого фундамента. Только на крайнем северо-востоке в районе Усть-Порта глубокими скважинами вскрыты вулканогенно-осадочные породы пермотриасового возраста, которые похожи на отложения, вскрытые в фундаменте Тюменской и Ярской скважин.

По последним пока еще не проверенным данным, в фундамент, сложенный эффузивными породами, вошла опорная скважина, бурящаяся возле Мариинска.

СТРАТИГРАФИЯ МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОГО ПОКРОВА

Мезозойские и третичные отложения Западно-Сибирской низменности изучены в настоящее время на значительном пространстве — от Березовского района на северо-западе до Тюмени, Петропавловска и Славгорода на юге и до Максимкиного Яра на востоке.

Имеющиеся материалы позволяют выделить в разрезе целые серии свит, которые хорошо прослеживаются на значительных расстояниях, особенно в западной половине низменности, где отложения мезо-кайнозоя представлены преимущественно фациями.

На основании всего комплекса находок фауны и флоры, а также литологических особенностей многие геологи и палеонтологи в разрезе мезозойских и третичных отложений пытаются выделить все ярусы и, как правило, все толщи датируют тем или другим ярусом.

При этом отдельные толщи начали называться по обнаруженной микрофауне (вернейлиновой, надвернейлиновой, подвернейлиновой, годрииновой и т. д.). Наименование толщ или свит по микрофаунистическим зонам нельзя признать удачным, во-первых, потому, что эти зоны прослеживаются не по всему разрезу, а только в его определенных частях и, во-вторых, потому, что далеко не все микрофаунистические зоны хорошо устанавливаются. Поэтому более целесообразно выделенным свитам, характеризующимся определенными электрическими свойствами и литологическим составом, а также комплексом фауны и флоры, присваивать географические названия, главным образом по наименованию скважин, вскрывших ту или иную свиту.

А. К. Богданович предложил географические названия для выделенных в разрезе толщ. Он (1944 г.), а вслед за ним Д. Л. Степанов (1948 г.) выделяют в разрезе Западно-Сибирской низменности снизу вверх: полудинские слои (юра, неоком), киялинские слои (неоком, апт?), асановские слои (апт — сантон), ганькинские слои (кампан-маастрихт, датский ярус), макушинские слои (палеоцен-эоцен), тавдинские слои (эоцен-олигоцен) и иргышские слои (неоген).

В настоящее время всем слоям, выделенным А. К. Богдановичем, приписывается иной возраст. Однако комплекс отложений, входящих в те или иные слои, выделенные А. К. Богдановичем, сравнительно легко распознается в разрезах новых скважин.

Следует отметить, что каждый автор, приписывая тем или иным слоям, выделенным А. К. Богдановичем, тот или иной возраст, не пользовался терминологией А. К. Богдановича. В связи с этим возникла большая путаница в наименовании различных толщ, что затрудняет сопоставление стратиграфических схем, составленных отдельными авторами и лишней раз подтверждает необходимость присвоения выделенным свитам определенных названий. В последующем изложении мною принимается наименование свит, данное А. К. Богдановичем, за исключением асановской, состоящей по существу из нескольких свит, и вводятся новые наименования. Слои А. К. Богдановича переименовываются в свиты, термин «слои» применяется к отдельным характерным пачкам, входящим в ту или иную свиту. Кроме того, в разрезе Западно-Сибирской низменности мною выделяются восемь

толщ, из которых четыре характеризуются преимущественно песчано-глинистыми отложениями и четыре — глинистыми отложениями.

Для сопоставления стратиграфических схем, составленных разными авторами, прилагается табл. 2.

В предлагаемой схеме сопоставления разрезов Западно-Сибирской низменности показаны литология и возраст отложений, а также выделенные свиты и глинистые и песчано-глинистые толщи (фиг. 2)¹.

1. Песчано-глинистая толща (нижняя юра + средняя юра + низы верхней юры)

Песчано-глинистая толща характеризуется песчаными и глинистыми породами, местами с заметным преобладанием первых над последними. На электрокаротажной диаграмме она вырисовывается в виде частой смены резко выраженных пик КС и СП. По имеющимся данным, толща прослеживается от Усть-Иртышской впадины до Омской синеклизы. В ее состав входят омская, тюменская, татарская, покровская свиты и низы полудинской свиты (барабинские слои). Мощность первой песчано-глинистой толщи в Омской синеклизе достигает 555 м. В Усть-Кетской впадине ее мощность превышает предположительно 1000 м.

Омская свита (нижняя юра). Омская свита представлена темносерыми, местами сидеритизированными аргиллитами, переслаивающимися с алевролитами, разномерными, местами туфогенными песчаниками и, реже, с мелкогалечными гравелитами. В омской свите отмечены линзы и пласты каменного угля, а также пласты эффузивов, представленные в разрезе Барабинска каолинизированными фельзит-порфирами и кварцевыми порфирами, а в районе Омска — сильно измененными породами основного состава. Возраст омской свиты (нижнеюрский) определяется по комплексу спор и пыльцы. Вскрыта она только двумя скважинами — Омской и Барабинской; мощность ее в Омске — 182 м, в Барабинске — 19 м. Между омской и следующей тюменской свитой наблюдается перерыв в осадконакоплении. Это доказывается каолинизацией пород омской свиты в Барабинском районе, наличием в кровле ее в Омском районе песчаных красноцветных пород с рассеянной галькой и наблюдаемым угловым несогласием по керну. Так, если вышезалегающие слои тюменской свиты по керну залегают горизонтально, то слои омской свиты в Барабинском районе залегают под углом 5—8° и в Омском районе — 15—20°.

Тюменская свита (средняя юра). Тюменская свита вскрыта скважинами в Омской и Приуральской синеклизах, в Рязкинском участке Вагайско-Ишимской антеклизы и в Усть-Кетской впадине. В обнажениях она выходит на восточном склоне Урала в бассейне р. Северной Сосьвы и в Чулымо-Енисейском районе. Всюду тюменская свита представлена темносерыми, нередко сидеритизированными глинами и аргиллитами, переслаивающимися с песчаниками и алевролитами. Последних особенно много в Омском и Чулымо-Енисейском районах, где появляются еще гравелиты и конгломераты.

В тюменской свите довольно часто встречаются пласты бурого угля. Породы нередко переполнены растительным детритом. В районе Бара-

¹ При описании стратиграфии автор не всегда придерживается своей стратиграфической схемы. В одних случаях свиты включаются им в состав толщ, а в других, наоборот, толщи входят в состав свиты, что вносит некоторую неясность. *Ред.*

Общая информация о сотруднике																				
Имя	Фамилия	Инициалы	Дата рождения	Место рождения	Гражданство	Образование	Специальность	Стаж работы	Стаж в отрасли	Стаж в организации	Стаж в должности	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении	Стаж в подразделении
И. И. Иванов	И. И. Иванов	И. И.	1930-01-15	Москва	СССР	Высшее	Инженер	15 лет	10 лет	5 лет	3 года	1 год	6 месяцев	3 месяца	15 дней	1 неделя	3 дня	1 день	12 часов	4 часа
А. А. Петров	А. А. Петров	А. А.	1935-03-20	Ленинград	СССР	Среднее	Механик	12 лет	8 лет	4 года	2 года	10 месяцев	5 месяцев	2 месяца	10 дней	4 дня	2 дня	10 часов	3 часа	
С. С. Сидоров	С. С. Сидоров	С. С.	1940-05-10	Новосибирск	СССР	Среднее	Экономист	10 лет	7 лет	3 года	1 год	8 месяцев	4 месяца	15 дней	6 дней	3 дня	12 часов	4 часа		
К. К. Козлов	К. К. Козлов	К. К.	1945-07-25	Киев	СССР	Среднее	Ученый	8 лет	5 лет	2 года	10 месяцев	5 месяцев	2 месяца	12 дней	5 дней	3 дня	14 часов	5 часов		
М. М. Морозов	М. М. Морозов	М. М.	1950-09-05	Москва	СССР	Среднее	Инженер	6 лет	4 года	1 год	9 месяцев	4 месяца	15 дней	6 дней	3 дня	16 часов	6 часов			
Н. Н. Никитин	Н. Н. Никитин	Н. Н.	1955-11-18	Самара	СССР	Среднее	Инженер	4 лет	3 года	1 год	7 месяцев	3 месяца	18 дней	7 дней	4 дня	18 часов	7 часов			
О. О. Овчинников	О. О. Овчинников	О. О.	1960-01-01	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	2 лет	1 год	6 месяцев	3 месяца	15 дней	7 дней	4 дня	20 часов	8 часов				
П. П. Попов	П. П. Попов	П. П.	1965-03-15	Москва	СССР	Среднее	Инженер	1 год	8 месяцев	4 месяца	18 дней	8 дней	5 дней	22 часов	9 часов					
Р. Р. Рязанский	Р. Р. Рязанский	Р. Р.	1970-05-20	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	8 месяцев	7 месяцев	3 месяца	19 дней	9 дней	6 дней	24 часов	10 часов					
С. С. Степанов	С. С. Степанов	С. С.	1975-07-25	Москва	СССР	Среднее	Инженер	6 месяцев	5 месяцев	2 месяца	20 дней	10 дней	7 дней	26 часов	11 часов					
Т. Т. Тихонов	Т. Т. Тихонов	Т. Т.	1980-09-30	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	4 месяца	3 месяца	1 год	21 день	11 дней	8 дней	28 часов	12 часов					
У. У. Устинов	У. У. Устинов	У. У.	1985-11-05	Москва	СССР	Среднее	Инженер	2 месяца	1 год	10 месяцев	22 дня	12 дней	9 дней	30 часов	13 часов					
Ф. Ф. Федотов	Ф. Ф. Федотов	Ф. Ф.	1990-01-10	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	10 дней	9 месяцев	11 месяцев	23 дня	13 дней	10 дней	32 часов	14 часов					
Х. Х. Хохлов	Х. Х. Хохлов	Х. Х.	1995-03-15	Москва	СССР	Среднее	Инженер	5 дней	11 месяцев	12 месяцев	24 дня	14 дней	11 дней	34 часов	15 часов					
Ц. Ц. Цыганов	Ц. Ц. Цыганов	Ц. Ц.	2000-05-20	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	3 дня	12 месяцев	13 месяцев	25 дня	15 дней	12 дней	36 часов	16 часов					
Ч. Ч. Чернышев	Ч. Ч. Чернышев	Ч. Ч.	2005-07-25	Москва	СССР	Среднее	Инженер	1 день	13 месяцев	14 месяцев	26 дня	16 дней	13 дней	38 часов	17 часов					
Ш. Ш. Шварц	Ш. Ш. Шварц	Ш. Ш.	2010-09-30	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	18 часов	14 месяцев	15 месяцев	27 дня	17 дней	14 дней	40 часов	18 часов					
Щ. Щ. Щеголов	Щ. Щ. Щеголов	Щ. Щ.	2015-11-05	Москва	СССР	Среднее	Инженер	12 часов	15 месяцев	16 месяцев	28 дня	18 дней	15 дней	42 часов	19 часов					
Ъ. Ъ. Ъезубов	Ъ. Ъ. Ъезубов	Ъ. Ъ.	2020-01-10	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	8 часов	16 месяцев	17 месяцев	29 дня	19 дней	16 дней	44 часов	20 часов					
Ы. Ы. Ыков	Ы. Ы. Ыков	Ы. Ы.	2025-03-15	Москва	СССР	Среднее	Инженер	5 часов	17 месяцев	18 месяцев	30 дня	20 дней	17 дней	46 часов	21 часов					
Э. Э. Эрастов	Э. Э. Эрастов	Э. Э.	2030-05-20	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	3 часа	18 месяцев	19 месяцев	31 день	21 день	18 дней	48 часов	22 часов					
Ю. Ю. Юрков	Ю. Ю. Юрков	Ю. Ю.	2035-07-25	Москва	СССР	Среднее	Инженер	2 часа	19 месяцев	20 месяцев	32 день	22 дня	19 дней	50 часов	23 часов					
Я. Я. Яковлев	Я. Я. Яковлев	Я. Я.	2040-09-30	Новосибирск	СССР	Среднее	Инженер	1 час	20 месяцев	21 месяцев	33 день	23 дня	20 дней	52 часов	24 часов					

1. Для всех лиц, указанных в настоящем документе, действует режим секретности. 2. Все данные, указанные в настоящем документе, являются конфиденциальными. 3. Запрещается распространять информацию из настоящего документа.

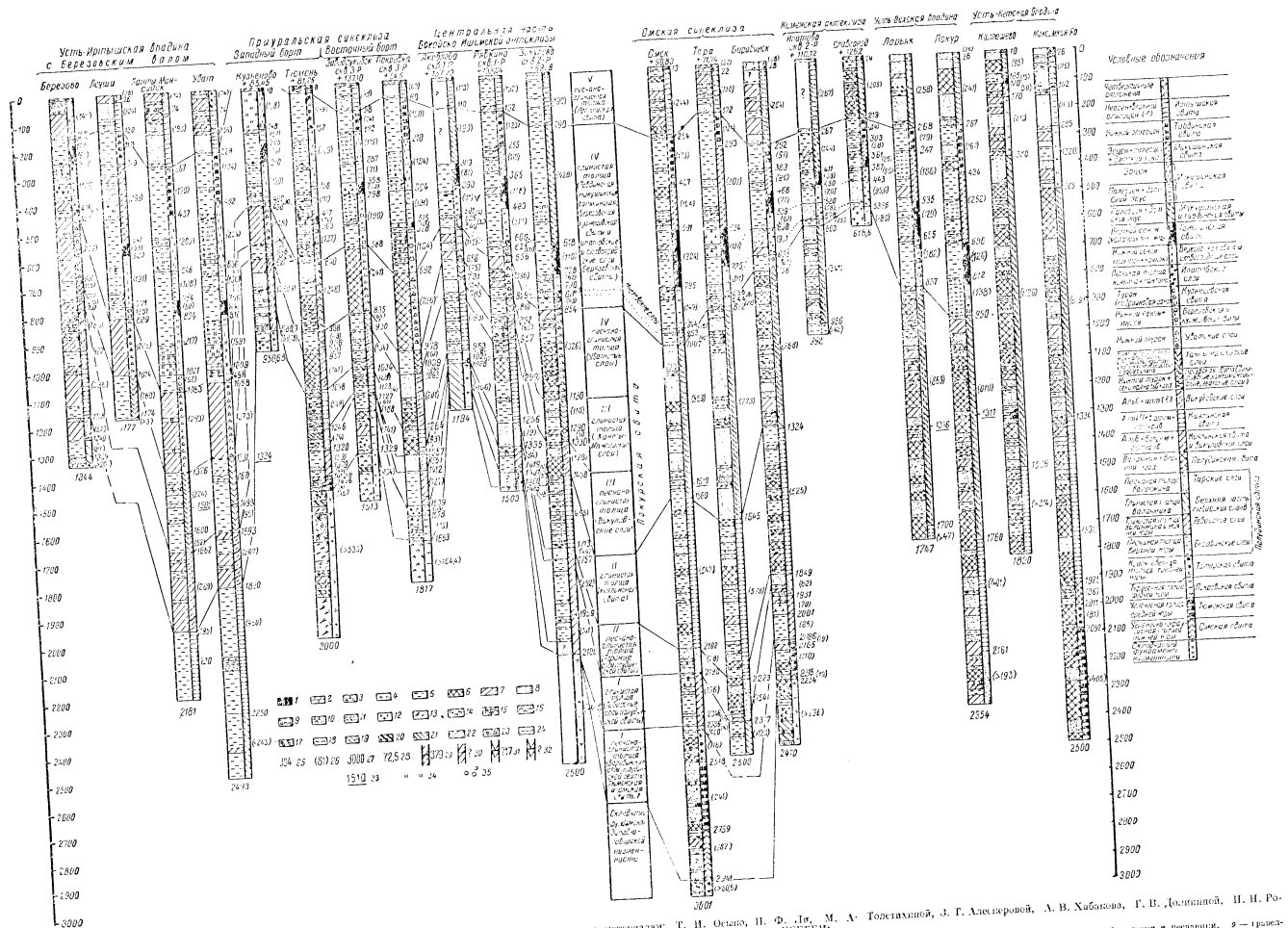


Fig. 2. Scheme of the composition of the West-Siberian oil fields. Compiled by N. P. Rozhnov on materials: T. N. Oskina, N. F. Tr., M. A. Tolstomay, Z. T. Alekseyeva, A. V. Xabazova, G. U. Dolzhenko, N. N. Rozhnov, and the laboratory group "Zakhibi-Geology" and ZS-111. The scheme shows the stratigraphic composition of the oil fields, the position of the oil-bearing horizons, and the distribution of the oil-bearing horizons. The vertical axis shows the depth in meters from 0 to 3000. The horizontal axis shows the different oil fields: Березово, Усть-Ишимская, Приуральская, Центральная часть, Омская, Мамонтовская, Усть-Ишимская, and Усть-Катавская. A legend at the bottom left lists 35 symbols for different geological features. A detailed legend on the right side lists specific geological units and their characteristics.

бинска обнаружен слой аргиллита с остатками морской фауны пластинчатого-жаберных (*Tancredia* sp.). Мощность тюменской свиты изменяется следующим образом: от нескольких десятков метров в Вагайско-Ишимской антеклизе до 150 м в Приуральской синеклизе, до 250 м в Омской синеклизе и более 400 м Усть-Кетской впадине.

Возраст тюменской свиты (среднеюрский) устанавливается по спорово-пыльцевым комплексам и флоре: *Coniopteris Maakiana* (Heer) Prun., *Czekanowskia rigida* (Heer) и др. (определения А. Н. Криптофовича).

Повидимому, несколько более молодой (келловей-батский) возраст имеют угленосные отложения тюменской свиты, обнажающейся на восточном склоне Урала, в верховьях бассейна р. Северной Сосьвы.

Татарская и покровская свиты (средняя юра). Татарская свита представлена красными, фиолетовыми, зелеными сидеритизированными, местами пиритизированными аргиллитами с прослоями серых и зеленоватых алевролитов и песчаников с единичными зернами глауконита. В восточном борту Приуральской синеклизы, в Покровском и Заводоуковском районах, между тюменской и полудинской свитами выделяется красноцветная толща пород, представленная чередованием красных глин и алевролитов с туфами порфирита, туфами кварцевого порфира, имеющими псаммитовую структуру. В туфах и глинах обнаружены радиолярии. Не исключено, что эти отложения, выделяемые мною в покровскую свиту, в восточном направлении частично переходят в отложения татарской свиты. Возраст татарской и покровской свит (среднеюрский) определяется условно по их стратиграфическому положению в разрезе. Обе свиты имеют более ограниченное распространение, чем низзалегаящая тюменская. Так, их нет, например, в разрезе Барабинской, Тюменской, Ярской и других скважин. Возможно, что отложения татарской и покровской свит, фациально изменяясь, переходят в Барабинске и Тюмени в отложения верхней части тюменской свиты.

Мощность татарской свиты изменяется от нескольких метров в Яковлевском районе Вагайско-Ишимской антеклизы до 118 м в Омской синеклизе. Мощность покровской свиты в районе Заводоуковска достигает 141 м. Между татарской и покровской свитами, с одной стороны, и вышезалегающей полудинской свитой, с другой, наблюдается перерыв в осадконакоплении. Этот перерыв доказывается резкой сменой фаций. Так, красноцветные отложения татарской и покровской свит или там, где они отсутствуют, пресноводные угленосные фации тюменской свиты резко сменяются сероцветными отложениями полудинской свиты с многочисленной морской фауной верхнего келловей, оксфорда и кимериджа. Кроме этого, нередко в керне контакт полудинской свиты с нижезалегающими слоями характеризуется следами размыва и паличием разнозернистых песков.

Полудинская свита (верхняя юра + валанжин). Полудинская свита по литологическим признакам в отдельных районах Западно-Сибирской низменности и главным образом в Омской синеклизе отчетливо расчленяется на три пачки, которые выделяются (снизу вверх) как барабинские, тебисские и тарские слои. Барабинские слои входят в состав самой верхней части I песчано-глинистой толщи, тебисские соответствуют I глинистой толще и тарские — II песчано-глинистой толще.

Слои полудинской свиты с приближением к окраинным частям низменности заметно изменяются в сторону увеличения в разрезе песчаных пород. Так, в Петропавловском районе на восточном склоне Урала в верховьях бассейна р. Северной Сосьвы глинистые отложения валанжина, входящие в состав тебисских слоев, замещаются преимущественно песчаными образо-

ваниями и в них появляются прослои бурого угля. Несколько обогащаются пластами алевролита и песчаника тебисские слои и в Тюменском районе. В Максимоярском районе полудинская свита представлена песчаниками и алевролитами. На восточном склоне Урала в верховьях бассейна р. Северной Сосьвы в полудинской свите песчаные отложения преобладают над глинистыми. Однако отложения оксфорда и кимериджа представлены в основном темносерыми и зеленовато-серыми глинами и аргиллитами. Здесь заметно увеличивается мощность верхней юры: оксфорда — до 60 м и кимериджа — до 150 м. В этом же районе обнаружены отложения волжского яруса, представленные чередованием песков и песчаников с многочисленной фауной аммонитов *Pavlovia stschurovskyi* (Nikitin) и др. Мощность волжского яруса здесь больше 40 м.

Барабинские слои (верхний келловей + оксфорд?). Барабинские слои представлены темносерыми аргиллитами, нередко переполненными фауной и светлосерыми известковистыми песчаниками. Последние заметно преобладают в разрезе. Эта пачка слоев по своим литологическим свойствам относится к первой песчано-глинистой толще. Мощность барабинских слоев небольшая (10—13 м), местами же они полностью выклиниваются. Возраст этой преимущественно песчаной пачки устанавливается как келловейский или точнее верхнекелловейский, а возможно, и оксфордский, на основании аммонитов, обнаруженных в разрезе Татарской скважины: *Peltoceras* (?) sp. (*athleta* Phill. et *athletoides* Lab.) и *Perisphinctes subtilis* Neun., *P.* (?) sp. (*funatus* Orp.) (определение И. Г. Бриккер).

В отложениях барабинских слоев В. И. Романовой (1950 г.) выделяется зона известковистых фораминифер. Барабинские слои известны в Омской синеклизе; менее отчетливо они выражены в Приуральской синеклизе.

Глинистая толща

Тебисские слои (оксфорд + кимеридж + волжские ярусы + валанжин). Тебисские слои представлены преимущественно темносерыми, в верхней части серо-зеленоватыми, сидеритизированными, пиритизированными аргиллитами, с прослоями мергелей, алевролитов и песчаников. В нижней трети тебисских слоев преобладают темносерые аргиллиты с многочисленными остатками рыбных скелетов. Над ними залегают аргиллиты серо-зеленоватых оттенков, в низах которых в Омске, Гаре и Викулове отмечаются многочисленные сидериты. Т. И. Осыко границу между юрой и мелом намечает по кровле темносерых аргиллитов с остатками рыбных скелетов. Однако по данным И. Г. Бриккер (1954), в верхней части аргиллитов с остатками рыбных скелетов на 45 м ниже их кровли в разрезе Омской скважины найден валанжинский аммонит *Polyptychites* aff. *bidevexus* Bogosl.

В разрезе тебисских слоев (снизу вверх) найдена руководящая фауна: для оксфорда — *Cardioceras cordatum* Sow., *Cardioceras alternans* Vuch. и др., для кимериджа — *Rasenia uralensis* Orb. и др. и для валанжина — *Polyptychites bidevexus* Bogosl., *Tollia anaharensis* Pavl., *Aucella inflata* Toula и др. Помимо макрофауны, в разрезе тебисских слоев выделяются еще микрофаунистические зоны: в оксфорде — зона с *Epistomina stelligeraformis* Mjatl. (В. И. Романовой — 1950 г.), в верхнем оксфорде — зона с *Trochammina omskiensis* sp. n. (В. Ф. Козыревой — 1954 г.), в кимеридже — зона с *Cristellaria russiensis* Mjatl. (В. И. Романовой — 1950 г.), в валанжине, в его нижней части, отнесенной

В. С. Заспеловой, В. И. Романовой и В. Ф. Козыревой к волжским ярусам, — зона с *Ammodiscus tenuissimus* G ü m b e l, выделенная В. С. Заспеловой (1948).

Выше по разрезу в отложениях валанжина В. С. Заспеловой (1948 и 1941) выделены зоны с *Globulina lacrima* R e u s s и с *Haplophragmoides nonioninoides* (R e u s s). Последняя В. И. Романовой (1950) отнесена к готериву, однако, судя по макрофауне, эта зона входит также в состав валанжинских отложений.

Микрофаунистические зоны, отмеченные в валанжине, встречаются не только в тебисских слоях, но и в тарских слоях полудинской свиты. В Приуральской и Омской синеклизах мощность фаунистически охарактеризованных отложений оксфорда не превышает 10—12 м, а мощность кимериджа — 30—40 м.

Волжские ярусы в указанных синеклизах пока не установлены. Мощность валанжинских глинистых отложений, входящих в состав тебисских слоев, изменяется от 50—60 м в Приуральской синеклизе, 70—140 м в Омской синеклизе, до 200 м в Вагайско-Ишимской антеклизе и более 400 м в Усть-Иртышской впадине.

Первая глинистая толща, или отвечающие ей тебисские слои, на электрокаротажных диаграммах характеризуется мало изменяющимися заниженными значениями КС и также мало изменяющимися повышенными значениями СП.

По имеющимся данным первая глинистая толща прослеживается от района Березова до Тюмени и на востоке до Барабинска. Мощность первой глинистой толщи изменяется: от 100 м в Приуральской синеклизе до 200 м в Омской синеклизе и до 400 м и больше — в Усть-Иртышской впадине.

II песчано-глинистая толща

Тарские слои (валанжин). Тарские слои представлены серо-зеленоватыми, нередко глауконитовыми песчаниками и серыми аргиллитами. Песчаные породы заметно преобладают над глинистыми. В них встречаются пелелиподы и аммониты валанжинского возраста и прослеживается микрофаунистическая зона с *Globulina lacrima* R e u s s и с *Haplophragmoides nonioninoides* (R e u s s).

Вторая песчано-глинистая толща, или отвечающие ей тарские слои на электрокаротажной диаграмме, так же как и первая песчано-глинистая толща, характеризуется частой сменой резко выраженных пик КС и СП. По имеющимся данным, эта толща прослеживается от района Березова до Тюмени и к востоку от Барабинска и Покура. Мощность ее изменяется от 40—80 м в Вагайско-Ишимской антеклизе, Усть-Иртышской впадине, Приуральской синеклизе и в районе Березовского вала, до 150 м в Омской синеклизе и до 220 м — в Усть-Вахской впадине.

III глинистая толща

Киялинская свита (готерив + баррем + апт?). Киялинская свита представлена в основном красными, коричневатыми и зеленоватыми глинами с довольно частыми прослоями и пластами алевролитов и песчаников. В таких фациях она известна в Приуральской и Омской синеклизах, в центральной части Вагайско-Ишимской антеклизы и Усть-Кетской впадине. В Усть-Вахской впадине киялинская свита представлена в основном породами серо-зеленоватой окраски. Количество песчаных прослоев в киялинской

свите резко возрастает в Усть-Вахской и Усть-Кетской впадинах, где ее скорее можно отнести к песчаной толще, чем к глинистой. В Омской синеклизе количество песчаных пород составляет примерно 20—30% от всей мощности свиты. Количество песчаных прослоев в ней возрастает к южному борту Омской синеклизе с приближением к Каменской антеклизе. До 50% песчаных пород с появлением гальки отмечено в киялинской свите в Петропавловском районе, расположенном сравнительно близко от Северо-Казахского массива, на северном склоне которого наблюдается выклинивание киялинской свиты.

В Приуральской синеклизе в Тюменско-Заводоуковском районе, а также в районе с. Кузнецова, сравнительно близко расположенных от области выклинивания киялинской свиты, песчаные породы начинают заметно преобладать над глинистыми, особенно в районе Кузнецовской опорной скважины.

В Усть-Иртышской впадине киялинская свита представлена резко отличными породами. Вся она целиком сложена темносерыми аргиллитами с остатками морской фауны. К северо-западу от Усть-Иртышской впадины, с приближением к Уралу, в районе Березовского вала киялинская свита также сложена морскими темноцветными отложениями, но в ней алевролитовые породы заметно преобладают над глинистыми.

В разрезе киялинской свиты, там где она сложена пестроцветными отложениями, местами отмечаются солоноватоводные остракоды и изредка включения пирита, глауконита и растительные остатки. Последние большей частью встречаются в Усть-Кетской впадине и в Тюменском районе, где в низах киялинской свиты отмечены также прослой бурого угля. Изредка в киялинской свите попадаются пелециподы *Tellina* sp., *Gervillina* sp., гастроподы *Pleurotomaria* sp. Найдена также флора *Sphenolepis sternbergiana* (D u n k.), *Podozamites lanceolatus* J. et G., *Cladophlebis bronwiana* (D u n k.) и др., обычно встречающаяся в нижнемеловых надваланжинских отложениях. Возраст киялинской свиты как готерив-баррем-аптский определяется условно.

Руководящая морская фауна, характерная для готерив-баррем-апта, найдена только на восточном склоне Урала в верховьях бассейна р. Северной Сосьвы. Повидимому, возраст киялинской свиты в южной части низменности будет различным. Так, есть все основания предполагать, что вышезалегающие викуловские слои апт-альбского возраста, а также верхнемеловые морские хантымансийские и уватские слои по мере продвижения на юг переходят в верхнюю часть киялинской свиты. Так, например, без заметных следов перерыва в осадконакоплении в разрезе Петропавловского района почти отсутствуют викуловские слои, а несколько южнее в районе ст. Смирнова отсутствуют и вышезалегающие хантымансийские слои.

Из изложенного видно, что II глинистая толща, именно как глинистая, развита лишь в Усть-Иртышской впадине, отчасти в Омской синеклизе и на северном погружении Вагайско-Ишимской антеклизы, где она более или менее ясно прослеживается на электрокаротажных диаграммах. Кривля этой толщи на электрокаротажных диаграммах отбивается довольно отчетливо и в Приуральской синеклизе, за исключением района Кузнецовской опорной скважины. Мощность киялинской свиты меняется в широких пределах: от нескольких десятков метров в окраинных частях низменности (например, в Лучинкинском участке Тюменского района) до 150 м в Усть-Иртышской впадине и Вагайско-Ишимской антеклизе, до 600 м в Омской синеклизе и до 800 м — в Усть-Вахской впадине.

Покурская свита (апт (?) + альб + сеноман + нижний турон). Покурская свита развита в восточной половине Западно-Сибирской низменности и отвечает на западе викуловским, хантымансийским и уватским слоям.

Покурская свита известна в Омской и Кулундинской синеклизах, Каменской антеклизе, Усть-Вахской и Усть-Кетской впадинах.

Свита представлена песками, песчаниками, алевролитами, алевролитами и серыми и серо-зеленоватыми глинами. Песчаные и алевролитовые породы заметно преобладают над глинистыми. В них много растительного детрита. Изредка встречаются сидерит, пирит и глауконит.

Покурская свита по наличию прослоев угля и включений янтаря с некоторой условностью может быть разделена на две толщи — нижнюю — угленосную, повидимому, в основном апт (?)—альбскую, и верхнюю — янтареносную, отвечающую, очевидно, в основном верхнемеловым уватским слоям. Между этими двумя толщами в разрезах Тарской и Барабинской скважин вскрыты: в первой — глауконитовые песчаники с морской фауной (на глубине 1352—1402 м) и во второй — глины (на глубине 1201 м) с остатками морской фауны. В обеих скважинах фауна плохой сохранности. Возможно, что эти морские отложения соответствуют на западе хантымансийским слоям. В верхней половине покурской свиты наблюдаются пестроокрашенные (красные, зеленые) глины, мощность которых заметно возрастает в южном направлении в Каменской антеклизе и особенно в Кулундинской синеклизе.

Мощность покурской свиты изменяется от 300—400 м в Кулундинской синеклизе и Каменской антеклизе, до 600—800 м в Омской синеклизе, до 800—850 м в Усть-Вахской впадине и от 600 до 1100 м в Усть-Кетской впадине.

III песчано-глинистая толща

В икуловские слои (апт (?) + альб). Викуловские слои представлены темносерыми песчанистыми глинами, аргиллитами, песками, песчаниками и алевролитами. Песчаные породы резко преобладают над глинистыми. В Усть-Иртышской впадине и Приуральской синеклизе в викуловских слоях изредка встречаются включения пирита, зерна глауконита, изредка радиоларии и фораминиферы, а также растительный детрит. Количество последнего заметно возрастает в восточном направлении и уже в пределах Вагайско-Ишимской антеклизы появляются прослои бурого угля. В Омской синеклизе и в районах, расположенных восточнее, кровля викуловских слоев намечается уже не с такой четкостью, как в западной половине низменности, в связи с переходом в восточном направлении вышезалегающих хантымансийских глинистых слоев в песчаные. В восточной половине низменности слои, примерно эквивалентные викуловским слоям, характеризуются резким преобладанием песчаных отложений над глинистыми и заметно обогащены растительным детритом и бурым углем. Возраст викуловских слоев, как апт (?)—альбский, намечается условно по положению их в разрезе и находкам флоры. Примерно в низах их в Колпашевской скважине найден *Phoenicopsis* cf. *magnifolia sibiricus* sp. и в Заводоуковской скважине № 2-Р шишка хвойного растения *Pytyostrobus sibiricus* sp. n., которые, по заключению А. Н. Криштофовича, определившего эту флору, характеризуют нижнемеловые, скорее всего апт—альбские отложения.

Мощность викуловских слоев изменяется в следующих пределах: от нескольких метров в Асановской структуре Вагайско-Ишимской антеклизы до 130 м на северном ее погружении (район Викулова), до 150—200 м

в Приуральской синеклизе, до 300 м в Усть-Иртышской впадине и до 230 м в районе Березовского вала.

К югу от Асановской структуры викуловские слои отсутствуют и, возможно, типичные для них фации переходят здесь в красноцветные отложения киялинской свиты. Этот переход начался, повидимому, где-то между районами Викулова и Яковлева, поскольку в районе Яковлево мощность викуловских слоев незначительна (50 м).

III глинистая толща

Хантымансийские слои (альб + сеноман + нижний турон). Хантымансийские слои развиты в Усть-Иртышской впадине, Приуральской синеклизе и Вагайско-Ишимской антеклизе. Всюду они представлены темносерыми, нередко пиритизированными, часто тонкослоистыми почти ленточными глинами и аргиллитами, обычно с тонкими прослоями песчаника и алевролита. Реже в хантымансийских слоях встречаются отдельные пласты песчаника и алевролита.

В этой однообразной морской глинистой толще прослеживаются две микрофаунистические зоны: нижняя зона *Ammobaculites agglutinans* (Orb.), выделенная З. И. Булатовой (1953), и верхняя зона *Verneulina asanoviensis* Zaspelova, установленная В. С. Заспеловой (1942, 1943).

В нижней зоне, в разрезе Хантымансийской скважины, найден *Cleoniceras bicurvatoides* Sinz. (определение В. И. Бодылевского), указывающий на альбский ее возраст.

В верхней зоне разреза Тюменской скважины найден нижнетуронский *Inoceramus labiatus* var. *lata* Woods (определение В. А. Доброва и В. П. Ренгартена).

Кроме того, в этой зоне в разрезе Хантымансийской скважины найдены иноцерамы явно верхнемелового облика.

Туронская фауна встречена и выше по разрезу в уватских слоях и в кузнецовской свите.

Таким образом, граница между нижним и верхним мелом в западной половине низменности проходит где-то внутри хантымансийских слоев. Автор намечает ее по границе микрофаунистических зон, выделенных З. И. Булатовой и В. С. Заспеловой. Мощность хантымансийских слоев изменяется от нескольких метров в районе Асанова до 150 м в районе Викулова, до 50—60 м в Приуральской синеклизе, до 280 м в Усть-Иртышской впадине и 70—80 м в районе Березовского вала. На электрокароттажных диаграммах хантымансийские слои характеризуются мало заниженными изменяющимися значениями КС и также малоизменяющимися повышенными значениями СП, чем они резко отличаются от залегающих ниже викуловских и вышележащих уватских слоев, для которых типичны часто меняющиеся пики КС и СП.

Восточнее Вагайско-Ишимской антеклизы, начиная уже с района Тары, глинистые отложения хантымансийских слоев переходят преимущественно в песчаные образования, обогащенные растительным детритом, и выделение здесь в разрезе хантымансийских слоев не представляется возможным. На юге в районе Асановской структуры хантымансийские слои залегают прямо на киялинской свите и южнее, очевидно, замещаются пестроцветными осадками киялинской свиты. При этом в Асановском и рядом расположенном Яковлевском районе в разрезе хантымансийских слоев отсутствует нижняя микрофаунистическая зона *Ammobaculites agglutinans*, что

свидетельствует, повидимому, о переходе отложений этой зоны в пестроцветные породы киялинской свиты в районах, расположенных севернее Асанова и Яковлева. Следует отметить, что сначала морские отложения этой зоны переходят, очевидно, в угленосные отложения верхней части викуловских слоев, а затем эти последние в свою очередь переходят в пестроцветные осадки киялинской свиты.

В связи с этим обращает на себя внимание резкое сокращение мощности нижней микрофаунистической зоны хантымансийских слоев в Тюменском и Викуловском районах.

IV песчано-глинистая толща

У в а т с к и е с л о и (нижний турон). Уватские слои в основном представлены светлосерыми и серыми алевролитами и алевролитами с редкими прослоями темносерых глин и плотных, местами пиритизированных песчаников. Количество прослоев песчаника нарастает в восточном направлении и к востоку от Викулова в отложениях уватских слоев появляются включения янтаря и прослои бурого угля. В породах уватских слоев изредка встречаются зерна глаукогонита, радиолярии, фораминиферы и растительный детрит. Количество последнего резко возрастает в восточном направлении.

С приближением к Березову в уватских слоях появляются пачки темносерых глин, в которых почти у самой кровли слоев обнаружено массовое скопление фораминифер, типичных для вернейлиновой зоны. Здесь же найдена фауна, характерная для нижнего турона — *Inoceramus labiatus* var. *latus* Sow. et Lamk. (определение А. Е. Глазуновой). Интересно, что в Березовской и Леушипской скважинах в верхней части уватских слоев совместно с вернейлинами была впервые обнаружена *Gaudryina filiformis* Berth., встречающаяся во всех остальных известных разрезах в вышезалегающей кузнецовской свите.

Уватские слои хорошо прослеживаются в Усть-Иртышской впадине, Приуральской синеклизе и Вагайско-Ишимской антеклизе. Восточнее, ввиду перехода подстилающих ее глинистых отложений хантымансийских слоев в песчаные, нижняя граница уватских слоев в разрезе трудно устанавливается.

Мощность уватских слоев изменяется почти от 300 м в Усть-Иртышской впадине до 250 м в Приуральской синеклизе и 330 м в Викуловском районе Вагайско-Ишимской антеклизы. На юге, с приближением к Казахскому массиву, мощность уватских слоев сокращается и в районе ст. Смирново составляет 30—40 м. В этом районе они залегают непосредственно на киялинской свите с пропуском в разрезе хантымансийских слоев. Не исключено, что часть отложений уватских слоев переходит здесь в пестроцветные осадки киялинской свиты.

IV глинистая толща (турон + сенон + датский ярус + палеоген)

В состав IV глинистой толщи входят кузнецовская, березовская, ганькинская, макушинская и тавдинская свиты. IV глинистая толща в основном представлена глинистыми породами, но в ней также встречаются опоковидные породы, опоки, трепелы, диатомиты, алевролиты и песчаники. Поэтому электрокаротажная диаграмма для этой толщи является более сложной, чем для нижезалегающих глинистых толщ. Пониженное значение СП, как правило, отмечается для трепеловидных пород палеогена и песчаных пород

нижнего сенона (ипатовские слои березовской свиты). Мергели и известковые глины ганькинской свиты на электрокароттажных диаграммах отмечаются несколько повышенным значением КС.

IV глинистая толща прослеживается почти на всей территории южной половины Западно-Сибирской низменности, за исключением Усть-Кетской впадины. Мощность ее колеблется в следующих пределах: в Вагайско-Ишимской антеклизе и Приуральской синеклизе — от 400 до 650 м, в Каменской антеклизе — от 300 до 350 м, в Омской синеклизе — от 450 до 750 м, в Усть-Вахской впадине — от 550 до 750 м, в Усть-Иртышской впадине — от 650 до 850 м и в районе Березовского вала — до 300 м.

Кузнецовская свита (турон). Кузнецовская свита имеет широкое распространение и залегает в западной половине Западно-Сибирской низменности на уватских слоях, а в восточной половине ее — на покурской свите.

Свита представлена темносерыми глинами и аргиллитами, местами с прослоями алевролита. Ее контакт с залегающими ниже уватскими слоями отчетливо прослеживается на электрокароттажных диаграммах. Наоборот, контакт кузнецовской свиты с вышележающей березовской свитой отбивается большей частью лишь по находкам макро- и микрофауны и на электрокароттажных диаграммах отчетливо виден только в районах развития ипатовских слоев березовской свиты.

В кузнецовской свите находится много фораминифер, по которым В. С. Заспеловой (1940) была выделена зона *Gaudryina filiformis* Verthelien. На западе низменности Л. Г. Дайн (1937) в верхах свиты выделила зону с *Discorbis sibiricus* Dain. Однако последняя не является характерной и обнаружена лишь в разрезах нескольких скважин (Барабинской, Шумихинской, Каменской), а в Яковлевском районе она установлена З. И. Булатовой (1954) прямо под кузнецовской свитой (годрииновой зоной).

В разрезе свиты, вскрытом Уватской скважиной, И. Г. Бриккер (1954) обнаружил *Baculites romanovskii* Ag. туронского возраста. В отложениях микрофаунистической зоны *Discorbis sibiricus* Dain в Каменском районе обнаружен нижнетуронский *Imoceramus labiatus* Woods. Таким образом, кузнецовская свита, в состав которой мною включена и дискорбисовая зона, вероятнее всего относится к турону или, точнее, к нижнему турону.

Мощность кузнецовской свиты незначительна и почти на всей территории южной половины Западно-Сибирской низменности варьирует от 10—15 до 65 м.

Березовская свита с ипатовскими и славгородскими слоями (коньяк + сантон). Березовская свита имеет несколько большее распространение, чем кузнецовская, и на востоке низменности прослеживается до Усть-Кетской впадины. Березовская свита представлена серыми, серо-зеленоватыми пиритизированными глинами с прослоями глауконитовых алевролитов и песчаников.

Характерным отличием этой свиты является широкое развитие в ней опоквидных глин и опок. Последние исчезают только в краевых частях распространения свиты, а именно: в Усть-Кетской впадине, в Каменской антеклизе, в южном борту Омской синеклизы и в южной части Вагайско-Ишимской антеклизы. В этих же районах в свите заметно возрастает значение глауконитовых песков и песчаников, а в Усть-Кетской впадине появляются железистые оолитовые песчаники. В Омской синеклизе и Вагайско-Ишимской и Каменской антеклизях между описанной глинисто-опоквид-

ной толщиной, которая мною в указанных районах выделяется в славгородские слои, и нижезалегающей кузнецовской свитой залегают пачка немых светлосерых, серых, зеленых, местами глауконитовых песков, песчаников, алевролитов и алевролитов с растительными остатками, отнесенная мною к ипатовским слоям.

В опоконидных глинах березовской свиты, а в Омской синеклизе в славгородских слоях в ряде скважин встречено массовое скопление *Pteria tenuicostata* Roem., являющейся руководящей формой для сантона. Эта же форма обнаружена и в отложениях с железистыми песчаниками, вскрытыми Колпашевской скважиной, которые ранее были отнесены к палеогену.

Глинисто-опоконидные отложения Н. Н. Субботина (1937) относил к нижнерадияриевой зоне по заметному развитию в ней радиарий, а В. С. Заспелова (1940) выделила в них зону с *Haplophragmoides variabilis* Zaspel.

Березовская свита мною условно отнесена к коньяк-сантону; мощность коньякских отложений, по видимому, очень небольшая, поскольку березовская свита характеризуется в основном сантонской фауной. Не исключено, что к коньяку, а может быть еще к туропу, относятся немые ипатовские слои, ниже которых в разрезе Барабинской скважины обнаружены нижнетуронская дискорбисовая и еще ниже годриновая зоны.

Мощность ипатовских слоев изменяется от 60 до 100 м в Каменской антеклизе до 100 м на южном борту Омской синеклизы, до 15—20 м в центральной части Омской синеклизы и в Вагайско-Ишимской антеклизе. Еще западнее ипатовские слои выклиниваются. В Славгородском валу Каменской антеклизы ипатовские слои залегают прямо на складчатом фундаменте.

Мощность березовской свиты, без ипатовских слоев, изменяется в пределах от 170 м в Березовском валу до 200—220 м в Усть-Иртышской впадине, до 100—140 м в западном борту Приуральской синеклизы, до 200 м в восточном борту той же синеклизы, до 60—100 м в Вагайско-Ишимской антеклизе; от 60 до 150 м в Омской синеклизе; от 50 до 70 м в Каменской антеклизе; от 140 до 180 м в Усть-Вахской впадине и от 200 до 220 м в Усть-Кетской впадине.

Ганькинская свита (кампан + маастрихт). В южной половине Западно-Сибирской низменности ганькинская свита представлена однообразной толщиной серых, при высыхании слегка синеватых, известковистых глин и мергелей. В глинах встречается массовое скопление известковистых фораминифер, а также макрофауны (бакулиты, белемниты и др.). В окраинных частях своего распространения, например, в обнажениях восточного склона Урала (Аяцкий и другие районы), в ганькинской свите появляются известковистые и глауконитовые пески.

В Усть-Иртышской впадине и в районе Березовского вала известковистые глинистые породы ганькинской свиты постепенно замещаются серо-зеленоватыми неизвестковистыми глинами и аргиллитами, но в них попрежнему встречается массовое скопление известковистых фораминифер и макрофауны.

В ганькинской свите, обнаженной на восточном склоне Урала, найдена руководящая для маастрихта *Belemnitella lanceolata* Schloth. и *B. americana* Mort. В этом же районе, а также в ряде разрезов скважин обнаружены верхесепонские *Baculites vertebralis* Lam., *B. khorrrianus* Desm., *B. sibiricus* Glasunova и другая фауна.

Руководящая фауна кампана в разрезе Западно-Сибирской низменности не найдена и, повидимому, мощность кампанских отложений составляет не более 1 м. Кампан условно включается мною в ганькинскую свиту, в основном представленную осадками маастрихтского возраста.

В ганькинской свите Л. Г. Даин (1937) выделила три микрофаунистические зоны: нижнюю с *Bolivina decurrens* Ehren., среднюю с *Heterostomella foveolata* (Marsson) и верхнюю с *Clavulina parisiensis* Orb. Нижнюю зону Л. Г. Даин (1937) отнесла к сенону, среднюю — к маастрихту и датскому ярусу и верхнюю — к палеоцену.

В. С. Заспелова (1940) выделяет в ганькинской свите зону маастрихт-кампанских фораминифер и выше переходные слои, отнесенные ею к датскому ярусу (палеоцену).

А. К. Богданович (1944) выделяет в ганькинской свите четыре микрофаунистические зоны, из числа которых нижнюю (первую) он отнес к кампану, вторую и третью — к маастрихту и верхнюю (четвертую) — к датскому ярусу.

Р. Х. Липман (1950) в ганькинской свите выделяет одну зону кампан-маастрихтских фораминифер.

Э. Н. Кисельман (1951) в ганькинской свите выделила четыре микрофаунистические зоны, из которых нижние две отнесла к кампану, третью — к маастрихту и верхнюю (четвертую) — к датскому ярусу. Впоследствии (1952—1954) Э. Н. Кисельман оставила в ганькинской свите две микрофаунистические зоны, из которых нижнюю отнесла к кампану, а верхнюю — к маастрихту.

Как видим, попытки выделения нескольких микрофаунистических зон в ганькинской свите производились неоднократно, однако они пока еще не оправдали себя вследствие недостаточности материала.

Мощность ганькинской свиты изменяется от 60 м в Березовском валу до 40—50 м в Усть-Иртышской впадине, до 15—65 м в Приуральской синеклизе, до 80—120 м в Вагайско-Ишимской антеклизе, до 70—200 м в Омской синеклизе, до 25—40 м в Каменской антеклизе и до 120—130 м в Усть-Вахской впадине. В Усть-Кетской впадине ганькинская свита не обнаружена.

Макушинская свита (датский ярус + палеоцен + эоцен). Свита представлена серыми, темносерыми и серо-зеленоватыми глинами, серо-зеленоватыми глауконитовыми алевролитами и песчаниками и светлосерыми опоками, трепелами и диатомитами. Песчаники и алевролиты имеют в разрезе подчиненное значение, и количество их заметно возрастает лишь в крайних частях низменности. Широкое развитие в макушинской свите имеют опоки и опокovidные глины, приуроченные, главным образом, к ее верхней и средней частям. К низам свиты опокovidность пород, как правило, резко уменьшается. Опокovidные породы в свите исчезают также на востоке низменности в Усть-Кетской впадине. Явно подчиненное положение занимают опокovidные породы в разрезах Каменской антеклизы и юго-восточного борта Омской синеклизы. В крайних частях низменности, как уже указывалось, в макушинской свите отмечается много глауконитовых песков и песчаников, нередко опокovidных в Тургайском прогибе.

В Кулундинской степи в макушинской свите скважинами вскрыты железистые песчаники. Из-за отсутствия руководящей фауны и близости литологического состава выделение в разрезе этой свиты датского яруса, палеоцена и эоцена вызывает большие трудности. Н. Н. Субботина (1937) макушинскую свиту целиком относит к верхнерадияриевой зоне. Р. Х. Лип-

ман (1950) в этой свите выделяет три зоны: нижнюю с *Ammobaculites incultus* E h r e n., среднюю зону мелких аномалинид и верхнерадиоляриевую зону. Нижнюю зону она относит к датскому ярусу, среднюю — к палеоцену и верхнюю — к эоцену.

М. В. Ушакова (1953) переименовывает нижнюю зону Р. Х. Липман в зону с *Ammobaculites foleaceus* (B r a d y) и относит ее к палеоцену. К палеоцену она относит и зону мелких аномалинид. В эоцене ею выделяется зона со *Spiroplectamina carinata* (O r b.).

Из макрофауны в макушинской свите на р. Колчеданке в опоковидных песчаниках В. П. Ренгартемом был встречен *Nautilus bellerophon* L u n d., характерный для датского яруса, в южном Зауралье близ г. Челябинска найдена палеоценовая форма *Oxycarpia bifaris* T r a u t s c h. В разрезах скважин, пробуренных в низменности, встречается палеогеновая фауна *Cancellaria* cf. *uniangularis* L a m., *C.* aff. *rombea* K o e n e n, *Mastra* sp., *Nucula* sp., *Leda* sp., *Meretrix* sp. и др. (определение Н. С. Волковой).

Мощность макушинской свиты изменяется в следующих пределах: от 20 м в Березовском валу до 300—360 м в Усть-Иртышской впадине, до 60—320 м в Приуральской синеклизе, до 100—300 м в Вагайско-Ишимской антеклизе, до 80—300 м в Омской синеклизе, до 60 м в Каменской антеклизе, до 190—250 м в Усть-Вахской впадине и до 50—150 м в Усть-Кетской впадине. При этом в Усть-Кетской впадине, в районе Максимкиного Яра и восточнее, макушинская свита представлена светлосерыми, почти белыми, местами каолинизированными, алевритами и песками с растительным детритом.

В наиболее полно изученных разрезах мощность эоцена, как правило, почти вдвое больше мощности палеоцена и датского яруса, при этом мощность последнего измеряется обычно несколькими метрами или первыми десятками метров.

Тавдинская свита (нижний олигоцен). Тавдинская свита почти всюду представлена однообразными серо-зеленоватыми, нередко пиритизированными глинами с тонкими прослойками песка и алеврита. На юге низменности в глинах тавдинской свиты появляются прослой бурого угля. Повидимому, тавдинская свита соответствует чаганской свите, развитой в Тургайском прогибе.

В тавдинской свите встречается фауна пелеципод нижнеолигоценового возраста: *Meretrix (Cardiopsis) incrassata* S o w., *M. tenuis* A l e x., *Cypripina* aff. *islandica* L i n. и др. (определение Н. К. Овечкина и Е. С. Буртман).

В этой же свите найдена олигоценовая флора *Azolea vera* K r u s c h t.

Р. Х. Липман (1950) в тавдинской свите выделила зону с *Cibicides* ex gr. *similis* N a n t., впоследствии (1952) ею же переименованную в зону с *Cibicides khanabadensis* M j a s n.

М. В. Ушакова (1951) переименовала эту зону в зону с *Cibicides* ex gr. *mundus* В у к о в а и в зону с *Elphidium rischtanicum* В у к о в а (1952).

Мощность тавдинской свиты изменяется в следующих пределах: от 120 до 180 м в Усть-Иртышской впадине, от 60 до 150 м в Приуральской синеклизе и Вагайско-Ишимской антеклизе, от 90 до 180 м в Омской синеклизе, до 90 м в Каменской антеклизе и от 80 до 170 м в Усть-Вахской впадине. В районе Березовского вала тавдинская свита не обнаружена. Почти полностью она выпадает в Усть-Кетской впадине, где ее мощность в районе Колпашево определяется всего в 15 м. Восточнее Колпашево, в районе Максимкиного Яра, тавдинская свита отсутствует.

V песчано-глинистая толща

Иртышская свита (верхний олигоцен? + неоген). Почти повсеместно иртышская свита начинается светлосерыми почти белыми алевритами и тонкозернистыми песками с растительными остатками и прослоями бурого угля и лигнита. Выше по разрезу наблюдается частое чередование песков, алевритов с сероцветными, нередко тонкослоистыми, иногда ленточными глинами. Здесь также встречаются прослой бурого угля и растительные остатки. В этой толще найдена флора миоценового возраста: *Salvina indeana* G o e r p., *Spiromatospermum Wetzleri* (H e e r), *Populus latior* H e e r var. *grossidenta* H e e r, *Amelanchier sibirica* K r y s c h t. et B o r s u k (определение А. Н. Криштофовича) и др.

Возраст нижезалегающих песков спорный, но, по видимому, в основном миоценовый и, может быть, частично верхнеолигоценый. В южной части низменности в составе иртышской свиты выделяется еще толща буровато-серых и серо-зеленоватых, местами известковистых глин с прослоями песка и алеврита. Глины пятнами окрашены окислами железа в буровато-красный цвет. В этой толще встречены пресноводные плиоценовые пелециподы: *Valvata piscinalis* (M u l l.) и *Unio athleta* L i n d h. (определения Н. С. Волковой).

Отложения плиоцена севернее широты г. Тары пока не обнаружены.

Мощность иртышской свиты колеблется в следующих пределах: от 100 до 200 м в Усть-Иртышской впадине и в Вагайско-Ишимской антеклизе; от нескольких метров до 100 м в Приуральской синеклизе, от 170 до 270 м в Омской синеклизе; от 200 до 270 м в Каменской антеклизе; от 240 до 270 м в Усть-Вахской впадине; от 100 до 120 м в Усть-Кетской впадине и до 250—300 м в Кулундинской синеклизе.

ТЕКТОНИКА

Западно-Сибирская низменность, как уже отмечалось, имеет двухъярусное геологическое строение. Нижний ярус сложен сильно дислоцированными и интенсивно метаморфизованными преимущественно палеозойскими отложениями, прорванными разнообразными изверженными породами. Верхний ярус представлен неметаморфизованными полого залегающими (до 1°—3°) юрскими, меловыми, третичными и четвертичными отложениями суммарной мощностью до 3500—4000 м.

Строение Западно-Сибирской низменности сходно со строением Восточно-Европейской плиты, что позволяет считать эту низменность в геологическом отношении плитой.

Ввиду резкого различия в строении обоих ярусов Западно-Сибирской плиты описание их дается отдельно. При этом рассматривается, главным образом, южная половина Западно-Сибирской низменности (к югу от широтного течения р. Оби), так как фактический материал, собранный за период 1949—1953 гг., касается в основном этой территории.

По степени изученности южная половина Западно-Сибирской низменности, в свою очередь, делится на две части: южную — наиболее изученную, расположенную к югу от линии, соединяющей города Камышлов, Тюмень, Тобольск, Тару, Новосибирск, и северную или, точнее, центральную часть, охватывающую Туринско-Тавдинско-Кондинско-Обское, а также Обь-Иртышское и Обь-Енисейское междуречья.

ТЕКТОНИКА СКЛАДЧАТОГО ФУНДАМЕНТА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

В литературе существует свыше десяти гипотез, касающихся строения складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты.

Одними гипотезами предполагается почти сплошное развитие варисцид на всей территории низменности. Этой гипотезы придерживается А. Д. Архангельский (1933), Н. С. Шатский (1933), В. В. Белоусов (1948) и другие, причем указанными авторами к каледонидам относится только Алтае-Саянская страна, которая на север, в сторону низменности, быстро замещается, по их мнению, площадями, сложенными варисцидами. А. Н. Мазаровичем (1933, 1935) допускается более широкое развитие каледонид в фундаменте Западно-Сибирской плиты — почти от меридиана Тобольска до Енисея. О. С. Вялов (1939) считает, что фундамент Западно-Сибирской плиты сложен древними кимеридами, которые он протягивает сюда из Верхоянского хребта через Таймырскую синеклизу.

Как видим, всеми этими авторами предполагается, что территория Западно-Сибирской низменности в палеозойскую эру (О. С. Вяловым — в начале мезозойской эры) прошла через геосинклинальную стадию развития.

Другими авторами — Д. В. Наливкиным (1933) и В. Д. Фомичевым (1948) — отмечается далекое продолжение Сибирской платформы вглубь Западно-Сибирской низменности.

Д. В. Наливкин протягивает эту платформу примерно до меридиана Тюмени и окружает ее с юга, запада и севера палеозойскими геосинклиналями.

В. Д. Фомичев продолжает Сибирскую платформу еще дальше на запад, примерно до меридиана г. Камышлова, и в отличие от Д. В. Наливкина допускает возможность ее распространения на юг в виде узких полос — одной в сторону Северного Казахстана, где он включает в эту полосу Кокчетавский массив изверженных пород, и другой в сторону Кузбасса, предполагая тем самым залегание палеозойских отложений Кузбасса на докембрии Сибирской платформы.

Н. П. Туаев (1941) высказывает предположение о пологом залегании палеозойских отложений на большей части территории низменности со слабым наклоном их в восточном направлении. По его мнению, в восточной половине низменности, в приповерхностной части фундамента должны быть развиты пермские отложения. Такое строение палеозойских отложений предполагает также далекое продолжение вглубь низменности Сибирской платформы.

Таким образом, вторая группа геологов считает, что большая часть территории низменности прошла геосинклинальную стадию развития лишь в докембрии. В палеозойскую же эру эта территория, по их мнению, переживала платформенную стадию развития.

Третьей группой геологов допускается наличие срединного массива, проходящего в центральной части фундамента Западно-Сибирской плиты. Так, Б. А. Петрушевским (1949, 1951) этот массив, отнесенный им «к зоне докембрийско-каледонской стабилизации», протягивается с юга на север от Северного Казахстана до полуострова Ямал включительно. При этом на юге этой зоной им захватывается весь Тургайский прогиб и почти вся Северо-Казахская складчатая область, примерно до меридиана 80° на востоке. К западу и востоку от этой древней зоны Б. А. Петрушевским намечаются варисские геосинклинали.

М. К. Коровин (1948) этот срединный массив называет варисской платформой, которая, по его мнению, сложена каледонидами. Эту платформу под наименованием «Тоболия» он протягивает на север почти до Полярного круга. На юге «Тоболия» выходит на поверхность в районе Северо-Казахской складчатой страны, сложенной, по М. К. Коровину, преимущественно каледонидами. С запада, севера и востока Тобольский континент окружается М. К. Коровиным варисскими геосинклиналями.

А. В. Хабаков (1945) также выделяет в центральной части низменности приподнятый массив, сложенный ниже- и среднепалеозойскими отложениями, который он окружает глубокими субгеосинклиналями, выполненными мезокайнозойскими осадками.

Как видим, этой группой геологов, так же как А. Д. Архангельским, Н. С. Шатским и другими, предполагается, что в палеозойскую эру фундамент Западно-Сибирской плиты прошел через геосинклинальную стадию развития. Эта точка зрения в основном подтверждается и последующими работами.

В настоящее время благодаря проведенной сплошной аэромагнитной съемке появилась возможность наметить простирание складчатых комплексов, входящих в состав фундамента, по простираниям магнитных аномалий, которые точно совпадают с простиранием складок, развитых в обрамляющих низменность районах.

Произведенные расчеты глубины залегания намагниченных пород показывают, что возмущающие массы залегают как в приповерхностной части фундамента, так и ниже его поверхности на несколько километров. В обоих случаях простирания магнитных аномалий являются более или менее параллельными между собой. На площадях, покрытых гравитационной съемкой, отмечается совпадение в простираниях положительных гравитационных и магнитных аномалий или параллельность в простираниях указанных аномалий. Это явление позволяет утверждать, что в фундаменте Западно-Сибирской плиты нет накладывающихся друг на друга толщ, дислоцированных в различных направлениях.

Магнитные и гравитационные аномалии, как и в складчатых районах, окружающих низменность, имеют линейно вытянутую форму. Это обстоятельство наряду с высокой граничной скоростью распространения упругих волн в фундаменте (свыше 5000 м/сек) и полученными данными по разрезам пробуренных скважин позволяет высказать предположение о широком, почти сплошном развитии в фундаменте Западно-Сибирской плиты сильно метаморфизованных и дислоцированных отложений, прорванных разнообразными изверженными породами. Однако, как увидим ниже, в фундаменте Западно-Сибирской плиты имеют место различные впадины, выполненные сравнительно слабо дислоцированными и слабо метаморфизованными палеозойскими, пермтриасовыми и верхнетриасовыми (рэт-лейасовыми?) отложениями.

Как известно, Западно-Сибирская низменность граничит на западе с Уральской, на юге с Северо-Казахской, на юго-востоке с Обь-Зайсанской и Алтае-Саянской и на северо-востоке с Таймырской геосинклинальными складчатыми областями. Все эти области с присущим им геологическим строением погружаются в сторону низменности и слагают ее складчатый фундамент. Помимо этого, в фундаменте центральной части низменности мною условно выделяется так называемая Васюганская, преимущественно каледонская, геосинклинальная складчатая область (фиг. 3).

Меньше данных предполагать о сколько-нибудь значительном продолжении Сибирской платформы вглубь низменности.

Уральская геосинклинальная складчатая область с типичными для нее меридиональными простираниями складчатых комплексов и узкими межгорными грабенообразными впадинами Челябинского типа, приуроченными к крупным синклиориям, погружаются в сторону низменности примерно до меридионального течения Иртыша, до рр. Вагая, Ишима и почти до обнаженного западного края Северо-Казахской складчатой страны.

На всей этой площади в фундаменте Западно-Сибирской плиты наблюдаются вытянутые в северном и северо-восточном направлении линейные магнитные и гравитационные аномалии.

Часть известных структур восточного склона Урала погружается в северном направлении и слагает довольно обширные пространства на севере низменности между обнаженным Уралом и Обью. К числу таких структур относятся: 1) Нижне-Тагильский синклиорий, к осевой части которого приурочены впадины, выполненные верхнетриасовыми угленосными отложениями (Волчанская, Богословская впадины); 2) антиклинальная зона, прорванная герцинскими интрузиями, которая, судя по данным магнитных аномалий, находится на продолжении так называемого Сартыньинского вала, расположенного между Березовым и Уралом и точнее Люлин-Вором; 3) восточная синклинальная зона, к осевой части которой приурочены Челябинская, Булапашская, Елkinsкая и другие впадины, выполненные верхнетриасовыми угленосными отложениями. В северном направлении эта зона продолжается между Сартыньинским и Березовским валами; 4) зауральское поднятие, которое, судя по простиранию магнитных аномалий, выходит на севере в районе Березова или дер. Больше-Каменской на р. Оби.

В районе Туринско-Шадринска выявлены отрицательные гравитационные и магнитные аномалии. Здесь же по предварительным данным сейсморазведки намечается пологое залегание пород, слагающих фундамент. Не исключено, что в фундаменте Туринско-Шадринского района находится впадина, выполненная полого-залегающими сравнительно слабо дислоцированными палеозойскими или триасовыми отложениями.

К востоку от Туринско-Шадринской зоны в Лучинкинско-Мальцевско-Дербышинском районе скважинами вскрыты сильно метаморфизованные, интенсивно-дислоцированные палеозойские отложения, прорванные интрузиями. Эта зона, возможно, соответствует также Зауральскому поднятию. К востоку, в 7 км от Дербышей, в районе Тюмени выявлена глубокая впадина в фундаменте, выполненная слабо метаморфизованными, слабо дислоцированными отложениями пермтриасового возраста.

Судя по простиранию гравитационной и магнитной аномалии, эта впадина должна прослеживаться далеко на юго-запад и проходить немного западнее г. Кустанаея.

Между Кустанаем и Кушмуруном в районе ст. Казынбассы скважинами вскрыты дислоцированные известняки визейского возраста. В районе Кушмуруна скважинами вскрыта большая впадина, выполненная, так же как и Тюменская, слабо дислоцированными, слабо метаморфизованными вулканогенно-осадочными отложениями пермтриасового возраста. Как эта впадина, так и прилегающие к ней участки, сложенные палеозоем, осложнены впадинами, выполненными полого залегающими юрскими угленосными отложениями. Здесь отмечено несколько таких вторичных впадин (Кушмурунская, Черниговская, Харьковская, Приозерская, Эгипсайская,

Булкулдакская, Докучаевская, Панфиловская, Кара-Шиликская, Джаныспайская, Бертальская и Савинковско-Кызылтальская), причем в некоторых из них мощность юрских угленосных отложений превышает 1000 м.

Юрские и пермтриасовые отложения в северной части Тургайского прогиба и в районе Кустанайского вала несогласно перекрываются почти горизонтально залегающими верхнемеловыми, третичными и четвертичными отложениями, входящими в верхний ярус или в покров Западно-Сибирской плиты. Мощность этого покрова здесь незначительная — до 100—200 м.

Намечающаяся антиклинальная зона, вскрытая скважинами в районе ст. Казынбассы, судя по простиранию магнитных аномалий, продолжается в сторону Покровской и Заводоуковской структур, в фундаменте которых вскрыты сильно метаморфизованные и сильно дислоцированные средне-палеозойские отложения.

Зона Кушмурунских впадин, входящая в состав фундамента, на севере должна проходить где-то восточнее Заводоуковского района. В частности одна из таких впадин, выполненная верхнетриасовыми отложениями Челябинского типа, вскрыта скважиной между Заводоуковской и несколько восточнее расположенной Комиссаровской структурами.

Как видим, погребенная часть Уральской геосинклинали складчатой области сложена не одними только докембрийскими, палеозойскими и верхнетриасовыми отложениями, известными в обнаженной части восточного склона Урала, но и пермтриасовыми отложениями. В районе Березова фундамент, вероятно, сложен докембрием или каледонидами. Начиная примерно от широты 64°, складчатые комплексы Урала изменяют свое простирание с северного на северо-восточное, а с приближением к Салехарду и Байдарацкой губе одни комплексы складок резко поворачивают на северо-запад в сторону Пайхоя, а другие — на восток и, судя по магнитным аномалиям, проходят вдоль широтного колена р. Оби до Обской губы. Далее они круто поворачивают на север, следуя вдоль Обской губы почти до северной оконечности п-ова Ямал. Такие резкие виргации складок, отмечаемые в Заполярном Урале и Сибирском Приуралье, обусловлены, повидимому, наличием каких-то древних массивов, погребенных в фундаменте. Один из них намечался еще Т. Н. Спичарским на территории Карского моря. Этот массив, повидимому, заходит и в район Байдарацкой губы. Другой погребенный массив намечается мною в правобережье Оби к юго-востоку от Салехарда (фиг. 3).

К востоку от меридионального течения рр. Иртыша, Багая и Ишима в Петропавловском районе северные и северо-восточные уральские простирания складчатых комплексов резко изменяются на широтные. Автор

складчатой области, IV — то же для Алтае-Саянской, преимущественно каледонской, геосинклинали складчатой области, V — предполагаемое распространение новой, преимущественно каледонской, геосинклинали складчатой области, выделяемой под названием Васюганской: 1 — примерная граница Западно-Сибирской низменности и северной части Тургайского прогиба, 2 — предполагаемое простирание складчатых комплексов, 3 — предполагаемые разломы, 4 — то же, но с возможным распространением в мезокайнозойских отложениях, 5 — березовский докембрийско-каледонский кристаллический массив, 6 — предполагаемое местоположение древних кристаллических массивов (более древних, чем возраст окружающих их складчатых комплексов). Возможно, межгорные впадины, 7 — то же, но с вероятным развитием межгорных впадин на древних кристаллических массивах (1 — Касская, 2 — Чулымская, 3 — предполагаемая впадина в фундаменте, выполненная полого залегающими палеозойскими или нижнемезозойскими отложениями (Туринско-Шадринская), 4 — предполагаемые впадины в фундаменте, выполненные дислоцированными верхнепалеозойскими отложениями (1 — Кайнаминская, 2 — Бастанская), 10 — то же, но выполненные дислоцированными пермтриасовыми отложениями (1 — Тюменская, 2 — Кушмурунская, 3 — район Усть-Порта), 11 — то же, но выполненные дислоцированными верхнетриасовыми (рэт-лейасовыми) отложениями (1 — Бургуцкая, 2 — Буланаш-Елгинская и Пышмо-Куварская группа впадин; 3 — Колчеданская, 4 — Челябинская), 12 — то же, но выполненные полого залегающими юрскими отложениями (1 — Савинско-Кызылтальская, 2 — Бертальская, 3 — Панфиловская, 4 — Докучаевская, 5 — Джаныспайская, 6 — Булкулдакская и 7 — Кара-Шиликская).

условно намечает границу распространения уралит по стыку магнитных и гравитационных аномалий северных и широтных простираний, допуская наличие здесь глубинного разлома. Однако не исключено, что складчатые комплексы погребенных уралит резко, почти под прямым углом, изменяют здесь свое простирание и идут на соединение с варисцидами Зайсанской геосинклинали. Севернее широтного колена р. Оби западная граница погребенных уралит условно продолжается до Обской губы и вдоль последней до Карского моря.

Обь-Зайсанская геосинклинальная складчатая область в своей обнаженной части распадается на две ветви: Колывань-Томскую, представленную средне- и верхнепалеозойскими отложениями, и Зайсанскую, сложенную среднепалеозойскими отложениями и имеющую северо-западное простирание. Кроме того, в Зайсанской геосинклинали на сильно дислоцированный и интенсивно метаморфизованный среднепалеозойский комплекс с резким угловым несогласием налегают относительно слабо дислоцированные верхнепалеозойские породы и еще менее дислоцированные мезозойские и третичные отложения.

В фундаменте Западно-Сибирской плиты отчетливо намечается пучок магнитных аномалий, вытянутых в северо-западном направлении и прослеживающихся от Зайсанской геосинклинали до г. Омска и далее к северо-западу. Севернее широты 56° эти аномалии идут на стык с меридиональными аномалиями погребенных уралит. Район Викулова попадает на продолжение Зайсанской геосинклинали, и мною допускается, что под слабо дислоцированными и слабо метаморфизованными верхнепалеозойскими отложениями, вскрытыми Викуловскими скважинами, будут залегать, как и в Зайсанской геосинклинали, сильно метаморфизованные отложения среднего палеозоя.

На юго-западном продолжении Колывань-Томской геосинклинали и несколько северо-западнее ее в фундаменте Западно-Сибирской плиты отчетливо наблюдается пучок магнитных аномалий северо-восточного направления, которые на юго-западе почти под прямым углом упираются в пучок аномалий северо-западного простирания, идущих из Зайсанской геосинклинали. Вероятно, здесь происходит сочленение складчатых комплексов Зайсанской и Колывань-Томской геосинклиналей, но не исключено здесь и наличие глубинного разлома.

В пределах погруженной части Обь-Зайсанской геосинклинальной области условно намечается Бастанская впадина, которая, судя по данным электроразведки, примерно до глубин 2—3 км, выполнена менее плотными породами, чем породы, ее окружающие. Возможно, что здесь находится впадина типа Кендерлыкской, установленная в обнаженной части Зайсанской геосинклинали.

Севернее Павлодара ширина погребенной части Обь-Зайсанской геосинклинальной области заметно увеличивается, что доказывается бурением в Барабинске и Тебисе, где в фундаменте вскрыты варисциды. Судя по простиранию магнитных аномалий, Обь-Зайсанская геосинклинальная область пересекает широтное колено р. Оби и, сливаясь с уралитами, протягивается на Обскую губу и западную часть Гыданского полуострова.

С приближением к Томску магнитные аномалии начинают изменять свое простирание с северо-восточного на северное-северо-западное и дальше следуют вдоль р. Оби примерно до Усть-Тыма. Начиная отсюда, их простирание становится опять северным. Повидимому, вдоль этих аномалий в фундаменте Западно-Сибирской плиты до Усть-Тыма прослеживается

Колывань-Томская геосинклиналь; дальше она направляется на север в сторону Енисейской губы (фиг. 3).

Северо-Казахская и Алтае-Саянская геосинклинальные складчатые области имеют общие черты строения. Геосинклинальный этап развития в обеих областях имел место в кембрийский период и нижнесилурийскую эпоху. Отложения кембрия и ордовика здесь сильно дислоцированы и интенсивно метаморфизованы. На этих отложениях с резким угловым несогласием залегают относительно слабо дислоцированные и слабо метаморфизованные верхнесилурийские и более молодые палеозойские образования сравнительно небольшой мощности. Этот верхний ярус дислоцированных осадков автор условно называет складчатым покровом.

Общим для обеих областей является также развитие, преимущественно в среднем и верхнем палеозое, крупных межгорных впадин (Минусинские, Кузбасская, Тенгизская, Карагандинская и др.). Некоторые из этих впадин развивались и в юрское, меловое и даже третичное время (Тенгизская впадина). Как в Северо-Казахской, так и в Алтае-Саянской областях складчатые комплексы каледонид со всех сторон облекают межгорные впадины. Это позволяет высказать предположение, что межгорные впадины развивались на каких-то древних погребенных массивах, которые в кембрийский период и в нижнесилурийскую эпоху представляли собой приподнятые участки, вокруг которых образовывались каледонские геосинклинали. Любопытно отметить, что под некоторыми впадинами, например под Кузбасской, отмечается более или менее однородное положительное магнитное поле с глубиной залегания возмущающих масс порядка 10—12 км. В то же время Кузбасс характеризуется отрицательным гравитационным полем, вызванным мощной осадочной толщей палеозоя. Кузбасс условно относится мною к передовому прогибу, поскольку он непосредственно соединялся с Колывань-Томской геосинклиной в девонское, каменноугольное и нижнепермское время. Начиная с верхнепермской эпохи, Кузбасс превращается в типичную межгорную впадину, обрамленную со всех сторон горными сооружениями.

Итак, в Алтае-Саянской и Северо-Казахской областях выделяются каледонские геосинклинали, формирование которых закончилось к концу ордовика, и межгорные впадины и складчатые покровы, сформированные в течение всего остального палеозоя в полуплатформенных условиях.

Продолжение Северо-Казахской и Алтае-Саянской складчатых областей в сторону Западно-Сибирской низменности показано на фиг. 3. Здесь также намечаются изменения простирания магнитных аномалий, между которыми автор условно выделил погребенные в фундаменте какие-то древние массивы, в пределах которых возможно обнаружение впадин типа Минусинской или Кузбасской. В частности, по сходству с Кузбассом выделяются впадины в Касском и Чулымском районах. Здесь выявлены более или менее однородные положительные магнитные поля, возмущающие массы которых в Касском районе залегают на глубине порядка 10 км, а в Чулымском районе — 5—6 км при глубине залегания кровли фундамента 2—3 км.

Часть скважин, пробуренных в Петропавловском районе (Асановские и др.), вскрыли сланцы, по общему облику похожие на сланцы кембрия Северного Казахстана. Другая же часть скважин вскрыла слабо дислоцированные красноцветные отложения, похожие на пермские (Яковлевский участок), и известняки визейского возраста (Рявкинский участок). Повидимому, в Яковлеве и Рявкине скважины вошли в складчатый покров или межгорную впадину.

В Обь-Иртышском междуречье, в районе Васюганья, отмечены магнитные аномалии с изменчивыми простираниями и более или менее однородные положительные магнитные поля с глубиной залегания возмущающих масс около 8 км.

Этот район, по своему строению похожий на Северо-Казахскую и Алтае-Саянскую области и окруженный с запада Зайсанской геосинклиналью, с востока и юга Колывань-Томской геосинклиналью, автором условно выделен в Васюганскую геосинклинальную складчатую область. Северное продолжение ее не совсем ясно. Возможно, она уходит в район Тазовской губы и севернее соединяется с каледонидами Таймырской геосинклинальной области.

ТЕКТОНИКА МЕЗОКАЙНОЗОЙСКОГО ПОКРОВА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПЛИТЫ

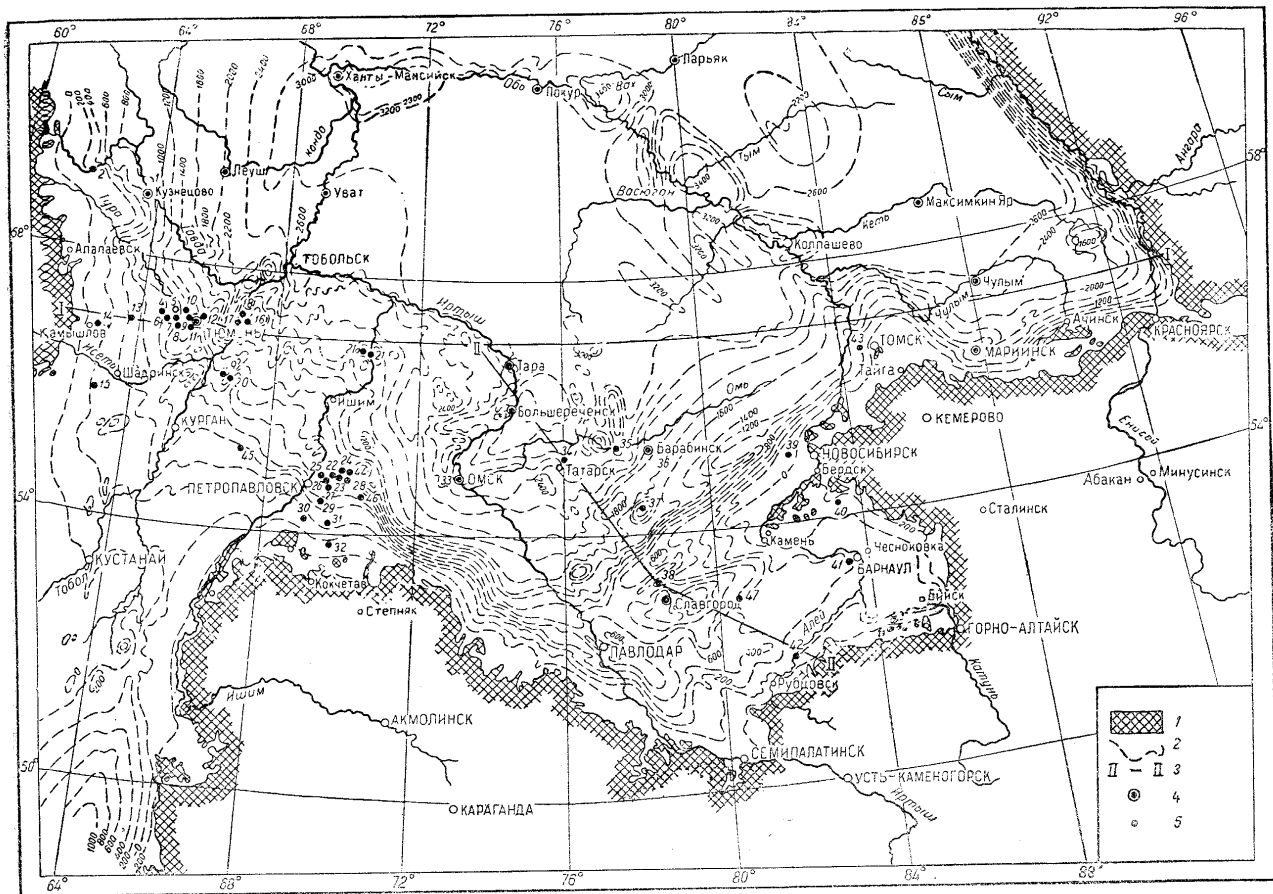
Мощность мезозойских и кайнозойских отложений Западно-Сибирской плиты превышает местами 3500 м. Эти породы характеризуются весьма пологим залеганием слоев, измеряемым десятками минут и, реже, несколькими градусами. В наиболее изученной, южной части низменности, расположенной к югу от линии, соединяющей гг. Сосьва, Тюмень, Тобольск, Тара, Омск, Новосибирск, предварительно выделяется несколько структур I и II порядков и значительно больше локальных структур III порядка. К структурам I порядка относятся: Приуральская, Омская и Кулундинская синеклизы, а также и Вагайско-Ишимская и Каменская антеклизы (фиг. 4 и 5).

Приуральская синеклиза характеризуется резко асимметричным строением. Ее западный борт на протяжении около 270 км вкост простирания от обнаженного Урала до ее осевой части (Усть-Тавдинская впадина) имеет наклон: по поверхности фундамента — 7,4 м на 1 км, или $0^{\circ}26'$, и по поверхности сенонских отложений — 2 м на 1 км, или $0^{\circ}07'$. Ее восточный борт, прослеживающийся примерно до осевой части Тобольского вала на протяжении 25—30 км, имеет наклон поверхности фундамента 24 м на 1 км, или $1^{\circ}22'$, и по поверхности сенонских отложений — около 3 м на 1 км, или $0^{\circ}10'$.

Приуральская синеклиза осложнена структурами II и III порядков. К структурам II порядка относятся Мальцевская, Утешевская ступени, Тюменская и Усть-Тавдинская впадины с залеганием фундамента на глубине 1500—2000 м и Боркинский вал. На относительно крутой склон Мальцевской ступени, обращенной на восток с наклоном в 24 м на 1 км, или $1^{\circ}22'$, налегают отложения киялинской и полудинской свит. Восточнее Утешевской ступени на таком же склоне лежат отложения тюменской и нижней части полудинской свит. Приуральская синеклиза начала формироваться в юрскую эпоху, причем юрские отложения занимали сравнительно небольшую площадь и выполняли Усть-Тавдинскую и Тюменскую впадины. В последующие меловой и третичный периоды наблюдалось погружение Приуральской синеклизы и постепенное расширение ее западного борта (фиг. 6).

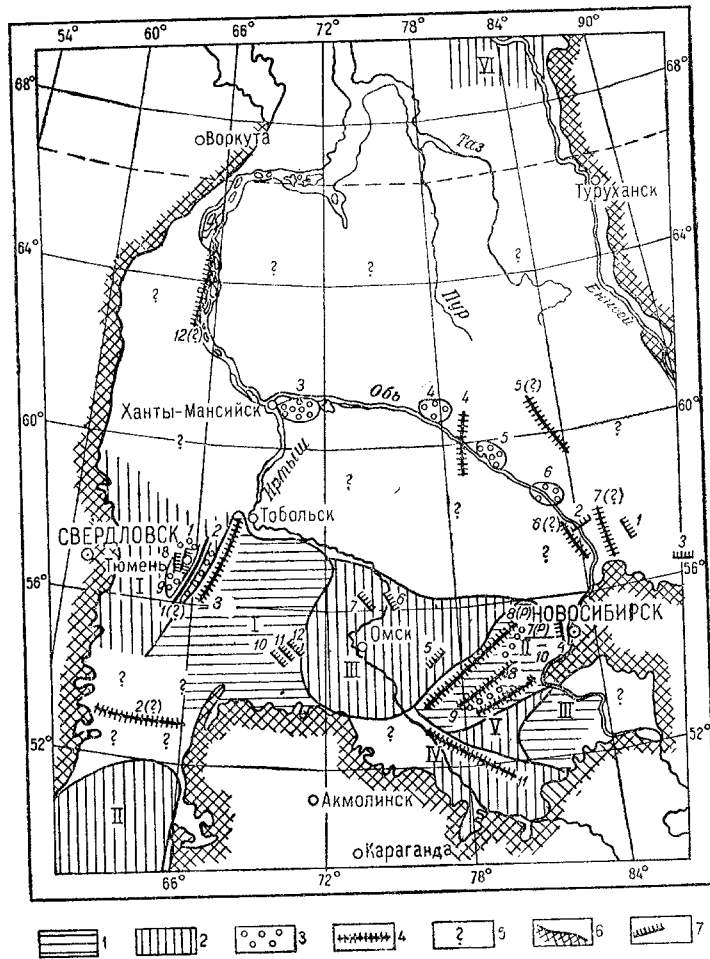
В южном направлении Приуральская синеклиза постепенно затухает и в районе Шумихи—Кургана отметка фундамента в ее осевой части поднимается до — 400 м.

Отсюда ее осевая часть направляется в сторону г. Кустаная, где Приуральская синеклиза полностью затухает. Наибольшее же углубление фундамента в северной части Тургайского прогиба, к северу от так назы-



Фиг. 4. Схематическая карта строения поверхности складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. Составили: Н. Н. Ростовцев и И. В. Литвиненко:
1 — граница распространения мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности; 2 — изогипсы поверхности фундамента; 3 — линии геологических профилей; 4 — опорные скважины; 5 — скважины, вскрывшие фундамент.

ваемого Кустанайского вала и в самом Кустанайском валу, отмечается значительно восточнее предполагаемого юго-западного продолжения Приураль-



Фиг. 5. Предварительная схема расположения структур I и II порядков в Западно-Сибирской низменности.

1 — антеклизы (I — Вагайско-Ишимская, II — Каменная, III — Родинская); 2 — синеклизы (I — Приуральская, II — Южнотургайская, III — Омская, IV — Прииртышская, V — Кулундинская, VI — Таймырская); 3 — впадины (1 — Тюменская, 2 — Усть-Тавдинская, 3 — Усть-Иртышская, 4 — Усть-Ваховая, 5 — Усть-Тымская, 6 — Усть-Кетская, 7 — Чулымская (?), 8 — Бурлинская); 4 — ввалы (1 — Боркинский (?), 2 — Кустанайский (?), 3 — Тобольский (?), 4 — Александровский, 5 — Пыль-Караминский (?), 6 — Приобский (?), 7 — Томский (?), 8 — Березов-Каргатский (?), 9 — Краснозерский, 10 — Славгородский, 11 — Ефремовский, 12 — Березовский (?)); 5 — территории неизученные; 6 — граница распространения мезокайнозойских отложений Западно-Сибирской низменности; 7 — ступени в фундаменте Западно-Сибирской низменности (1 — Пышкино-Троицкая, 2 — Молчановская, 3 — Васильевская, 4 — Кочневская, 5 — Журавская, 6 — Карташевская, 7 — Владимирская, 8 — Мальцевская, 9 — Утешевская, 10 — Асановская, 11 — Ганькинская; 12 — Рявкинская).

ской синеклизы, а именно — вблизи обнажений палеозоя Северо-Казахского массива.

Это незначительное углубление фундамента в Тургайском прогибе быстро теряет свою форму в северном направлении и, наоборот, к югу от

Кустанайского вала продолжается в крупную Южно-Тургайскую синеклизу (см. фиг. 4). Северное продолжение Приуральской синеклизы неясно. Возможно, что осевая часть ее направляется в районе Усть-Иртышской впадины.

На севере, в приобской части изменности на продолжении пологого западного борта Приуральской синеклизы, судя по данным аэромагнитной съемки, проверенной в районе Березова бурением и сейсмическими работами, появляются крупные валы: Большепекаменский между Ханты-Мансийском и Березово, Березовский с глубиной залегания фундамента 1300—1400 м и Сартыньинский с залеганием фундамента около 1000 м (?). Этот вал расположен между Уралом, точнее Люлин-Вором, и Березовым. Сочленение валов с западным бортом Приуральской синеклизы пока не изучено.

Все эти три вала, а также Боркинский вал, Усть-Тавдинская и Тюменская впадины, Мальцевская и Утешевская ступени в фундаменте и выявленные отдельные локальные структуры имеют северное, северо-восточное простирание, согласное с простиранием складчатых комплексов погребенных уралид.

К востоку от Приуральской синеклизы автором выделяется Вагайско-Ишимская антеклиза, которая почти в течение всего юрского периода выступала в виде крупного полуострова (нижняя и средняя юра) и архипелага островов (верхняя юра), тянувшихся от обнаженной части Северо-Казахской складчатой области в сторону широтного колена р. Иртыша. В юрское время в крайних частях западного и восточного бортов Вагайско-Ишимской антеклизы имели место разрывные дислокации и вулканическая деятельность.

В последующие меловой и третичный периоды в пределах Вагайско-Ишимской антеклизы накопилась большая толща отложений, по мощности такая же и даже выше чем в Приуральской синеклизе.

На западе Вагайско-Ишимской антеклизы намечается Тобольская зона локальных поднятий, условно выделяемая в Тобольский вал. Высота залегания фундамента в этих поднятиях достигает в районе Покровки 1400 м и южнее в районе Заводоуковска 800—900 м. К востоку от Тобольского вала фундамент несколько понижается, образуя серию локальных выступов, и в районе Викулова залегает на отметке — 1800—1900 м, а южнее Викулова, в районе Петропавловска, на отметках — 700 — 1000 м.

В Петропавловском районе в фундаменте выделяются три ступени. На склоне Асановской ступени, обращенном на северо-северо-восток с наклоном поверхности фундамента 120 м на 1 км, или $6^{\circ}50'$, залегают морские валайкинские отложения. На склоне следующей Ганькинской ступени с наклоном 31 м на 1 км, или $1^{\circ}47'$, лежат отложения морской верхней юры. На расположенной далее к северо-востоку Рявкинской ступени с наклоном 50 м на 1 км, или $2^{\circ}51'$ располагаются низы верхней и, частично, средней юры.

Все локальные структуры Тобольского вала, а также локальные структуры, обнаруженные западнее рр. Вагая и Ишима в районе Петропавловска, имеют северо-северо-восточное простирание, т. е. согласное с простиранием складчатых комплексов погребенных уралид.

Западнее р. Вагая и г. Петропавловска структуры имеют в основном западно-северо-западное простирание, т. е. такое же, какое имеют складчатые комплексы погребенной Зайсанской геосинклинали и Северо-Казахской складчатой области. Мезокайнозойские отложения в пределах Вагайско-

Ишимской антеклизы залегают так же полого, как и в Приуральской синеклизе.

К востоку от Вагайско-Ишимской антеклизы появляется крупная Омская синеклиза с глубиной залегания фундамента 3500 м. Начало формирования ее приурочивается к нижней юрской эпохе. На грани среднеюрской эпохи с верхнеюрской в Омской синеклизе, а также в Вагайско-Ишимской антеклизе и Приуральской синеклизе наблюдается повсеместный перерыв в осадкообразовании. Начиная с верхнеюрской эпохи и кончая третичным периодом, Омская синеклиза испытывает значительное погружение.

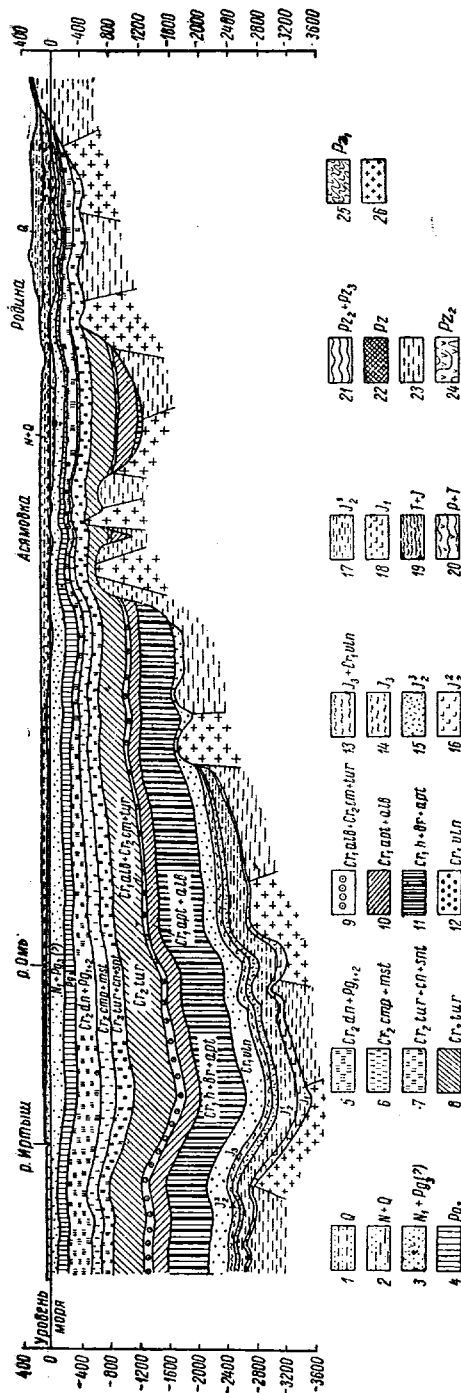
Осевая часть Омской синеклизы имеет северо-северо-восточное, западный борт ее — северное, юго-восточный — северо-восточное простирание. Граница юго-восточного борта Омской синеклизы проходит по Журавской ступени в фундаменте, вдоль которой предполагается разлом, возможно захватывающий и мезозойские отложения. Следует отметить, что к юго-востоку от Журавской ступени, в пределах уже следующей структуры — Каменской антеклизы — складчатые комплексы, входящие в состав фундамента, имеют строго выдержанные северо-восточные простирания. К северо-западу от Журавской ступени простирание складчатого комплекса фундамента резко изменяется на северо-западное. Такое же простирание имеют складчатые комплексы фундамента в центральной части Омской синеклизы и на ее западном борту.

Таким образом, оба борта Омской синеклизы направлены вкrest простирания складчатых комплексов, входящих в состав фундамента. Наоборот, довольно многочисленные локальные структуры в обоих бортах Омской синеклизы имеют такое же простирание, как и складчатые комплексы фундамента, и, следовательно, также секут вкrest простирания борта Омской синеклизы.

Довольно отчетливо выделяется Каменская антеклиза, граничащая на севере с Омской и на юге с Кулундинской синеклизой (фиг. 7). Простирание Каменской антеклизы и входящих в ее состав Каргатского, Краснозерского и Славгородского валов, Чулымской и Бурлинской впадин, а также отдельных локальных структур строго северо-восточное, совпадающее, как уже отмечалось, с простираниями складчатых комплексов погребенной Колывань-Томской геосинклинали и с простираниями гривного рельефа Барабинско-Кулундинской степи. На юго-западе, с приближением к р. Иртышу, Каменская антеклиза постепенно затухает. На юго-востоке она незаметно переходит в Кулундинскую синеклизу.

Намеченная выше граница Омской синеклизы с Каменской антеклизой вдоль Журавской ступени носит условный характер, поскольку третичные, меловые и, возможно, частично юрские отложения залегают на борту Каменской антеклизы, а третичные и верхнемеловые — на ее своде.

В юрский период Каменская антеклиза с прилегающей к ней Кулундинской синеклизой представляли собой области размыва. Погружение района Каменской антеклизы началось, повидимому, в валанжинский век, причем в это время опускалась Чулымская впадина и расположенный севернее ее Карагатский вал. В век образования нижнемеловой пестроцветной толщи (киялинской свиты) и покурской свиты (апт—турон) начали формироваться Бурлинская впадина и Кулундинская синеклиза. Краснозерский и Славгородский валы оставались в это время еще областями размыва. Погружение их под уровень моря произошло лишь в коньяк-сантонское время, т. е. во время образования отложений березовской свиты.



Фиг. 7. Геологический профиль по линии II-II:

1 — четвертичные отложения, 2 — неоген + четвертичные отложения, 3 — миоцен + верхний олигоцен (?), 4 — нижний олигоцен (таб-линская свита), 5 — датский ярус + палеоген + эоцен (макушинская свита), 6 — казан + маастрихт (ганькинская свита), 7 — турон (голинцовая зона) + коньяк + сантон (кузнецовская и березовская свиты), 8 — нижний турон (увагонские слои), 9 — альб + сеноман + нижний тулон (хантымансийские слои), 10 — апт (?) + альб (выкуловские слои), 11 — готерив + баррем + апт (?) (нялинская свита), 12 — валанжин (тарские и тебисские слои), 13 — верхняя кора + валанжин (полудинская свита), 14 — верхняя кора (тебисские и бара-бинские слои), 15 — красочевенная немая толща средней коры (тагартская свита), 16 — нестроюветная туфогенная толща средней коры с радиолитными (покровская свита), 17 — угленосная толща средней коры (томская свита), 18 — слабо дислоцированные палеозойские отложения в районе Выхучева, 19 — угленосная, афузивная толща нижней коры (омская свита), 20 — рэт-лейассовые отложения (просле-женные и предполгаемое вулканогенно-осадочные отложения, 22 — предполгаемое распространение впадин, вы-полненных средне- и верхнепалеозойскими отложениями, 23 — предполгаемое распространение осадочных пород (возможно, метаморфизованных и дислоцированных), главным образом средне- и верхнепалеозойского возраста, 24 — предполгаемое распространение вулканогенно-осадочных метаморфизованных и дислоцированных отложений, главным образом среднепалеозойского воз-раста, 25 — предполгаемое распространение сильно метаморфизованных и дислоцированных нижнепалеозойских отложений, 26 — предпо-лагаемое распространение кристаллических пород.

Южнее расположенная Кулундинская синеклиза имеет северо-восточное простирание и максимальную глубину залегания фундамента в районе Кулундинского озера (1300—1400 м). Она отличается своими относительно крутыми бортами. Например, наклон северо-западного ее борта по поверхности фундамента составляет $0^{\circ}41'$, а юго-восточного — $0^{\circ}49'$. К югу от Кулундинской синеклизы, примерно в районе д. Родино, фундамент залегает на глубине всего 400 м и, начиная отсюда, очень полого поднимается в южном направлении в сторону Алтая. Эту структуру автор условно называет Родинской антеклизой, которая захватывает и так называемую Бийско-Барнаульскую впадину. Возможно, что более правильно было бы называть ее Родинской структурной террасой или ступенью. Для нее типична большая, порядка 150 м, мощность четвертичных отложений. В Кулундинской же синеклизе и Каменской антеклизе мощность четвертичных отложений измеряется первыми десятками метров. Погружение территории Родинской антеклизы началось в конце верхнего мела и продолжалось до четвертичного периода включительно. Мощность континентальных неогеновых отложений, особенно плиоценовых, здесь несколько больше, чем в севернее расположенных районах.

Родинская антеклиза и Кулундинская синеклиза, так же как и Каменская антеклиза, затухают с приближением к р. Иртышу, точнее к линии, соединяющей ст. Рубцовку и ст. Маралды. До этой же линии тянется гривной рельеф Кулундинской степи и протягиваются складчатые комплексы северо-восточного простирания Кольвань-Томской геосинклинали. К юго-западу от этой линии складчатые комплексы имеют северо-западное простирание и следуют вдоль Иртыша. Здесь намечается Ефремовский вал северо-западного простирания, юго-западнее которого располагается Прииртышская впадина или синеклиза также северо-западного простирания. Глубина залегания фундамента в Ефремовском валу 700 м и в Прииртышской впадине 1000—1100 м. Залегание мезокайнозойских отложений здесь такое же пологое, как и во всех вышеописанных структурах.

Центральная часть Западно-Сибирской низменности, занимающая Тавдинско-Кундинское, Обь-Иртышское и Обь-Енисейское междуречья, изучена еще недостаточно и по ней имеются лишь разрозненные отрывочные сведения. Тавдинско-Кундинское междуречье приурочивается, по-видимому, к северному продолжению западного борта Приуральской синеклизы. Согласно работам, проведенным около Туринска здесь намечаются поперечные прогибы и валы западно-северо-западного простирания.

В Обь-Иртышском междуречье, судя по материалам электроразведки, аэромагнитным съемкам и единичным сейсмическим профилям, а также по данным опорного бурения, проведенного по рр. Иртышу и Оби, глубина залегания фундамента определяется примерно в 3000 м. Не исключено обнаружение здесь отдельных валов, в которых фундамент будет находиться на глубине 1500—2200 м. Так, например, на р. Оби в районе Александровки сейсморазведкой установлено поднятие с глубиной залегания фундамента 2200 м, которое называется Александровским валом. Вверх и вниз по Оби от этого вала фундамент быстро погружается до глубины 3400 м.

По данным сейсморазведки, по р. Оби, против устья наиболее крупных ее притоков, намечаются заметные понижения фундамента. Условно здесь выделяются Усть-Иртышская, Усть-Вахская, Усть-Тымская и Усть-Кетская впадины. Между Усть-Тымской и Усть-Вахской впадинами и расположен

вышеупомянутый Александровский вал. Между Усть-Бахской и Усть-Иртышской впадинами фундамент поднимается от отметки — 3400 м до отметки — 2800 м в районе Сургута. Между Усть-Тымской и Усть-Кетской впадинами отмечено Нарымское поднятие, в котором отметка фундамента также находится на — 2800 м.

Согласно данным сейсморазведки, проведенной по р. Парабели до Пудино и от Томска до Бокчар, мезокайнозойские отложения в этом районе, как и в южной части низменности, залегают очень полого. По р. Парабели выявляются пологие поднятия и опускания фундамента с амплитудой первых сотен метров. Упомянутый в литературе Васюганский вал, устанавливаемый по данным геологической съемки, подтверждается бурением мелкой скважины в Пудино, однако произведенными геофизическими исследованиями этот вал не обнаружен.

Менее всего изучено Обь-Енисейское междуречье. Судя по отрывочным геофизическим материалам, глубина залегания фундамента в Обь-Енисейском междуречье достигает 3000 м, что подтверждается данными Максимо-ярской опорной скважины, не вышедшей на глубине 2500 м из юрских отложений.

В средних течениях рр. Тыма и Ваха, по отрывочным данным сейсмки, аэромагнитной и геологической съемок, намечается крупное Пыль-Караминское валообразное поднятие северо-западного простирания с глубиной залегания фундамента 2000 м.

На востоке вдоль Сибирской платформы и на юге вблизи г. Мариинска и хр. Арга фундамент Обь-Енисейского междуречья быстро погружается в сторону низменности до глубины 2500—3000 м. Не исключено наличие здесь глубинных разломов, которые захватывают и мезозойские отложения. Во всяком случае близ хр. Арга в юрских отложениях известны флексуобразные складки, осложненные сбросами. В целом же мезокайнозойские отложения Обь-Енисейского междуречья залегают так же полого, как и в остальной части Западно-Сибирской низменности.

Строение мезокайнозойских отложений к северу от широтного колена р. Оби, за исключением левобережья р. Оби и низовьев Енисея, еще совершенно не изучено.

Краткие сведения о строении левобережья Оби приводились уже выше при описании Приуральской синеклизы.

В низовьях Енисея намечается крупная Таймырская синеклиза с глубиной залегания фундамента 4000 м. В юго-восточном борту этой синеклизы выявлены локальные поднятия платформенного типа, осложненные сбросами. На остальной части северной половины низменности также можно ожидать выявления ряда валов и впадин с различной глубиной залегания фундамента. Эти валы и впадины, по мнению автора, будут иметь северное простирание.

Многие геологи полагают, что все локальные выступы фундамента имеют в основном эрозионное происхождение и являются останцами древнего рельефа. Наличие перерыва между отложениями, слагающими фундамент Западно-Сибирской плиты и входящими в состав мезокайнозойского покрова, а также выклинивание юрских и частично нижнемеловых отложений на склонах ряда локальных выступов фундамента, с залеганием в их сводах более молодых отложений, как будто подтверждает эту гипотезу. Однако более тщательный анализ материалов показывает, что все выявленные локальные выступы фундамента имеют тектоническое происхождение. В 1949—1951 гг. при изучении разрезов скважин на контакте фундамента с выше-

залегающими мезозойскими отложениями выделялась кора выветривания, представленная в основном красноцветными породами. Более поздние исследования показали, что породы, слагающие эту «кору выветривания», относятся в Тюменском и Яковлевском районах к татарской, а в Заводоуковском и Покровском районах к покровской свитам. В скважинах, где эти слои отсутствуют, «коры выветривания» обнаружено не было. Таким образом, отпадает утверждение о длительной пенецилизации фундамента Западно-Сибирской плиты с образованием мощной коры выветривания и, следовательно, о возможности сохранения первичных пологих форм рельефа. Наоборот, древний рельеф должен бы быть сильно изменен различными процессами выветривания и в том числе абразивной деятельностью моря, наступавшего на континент. Это хорошо доказывается на примерах детально изученных локальных выступов фундамента.

Современное довольно сложное строение поверхности фундамента Западно-Сибирской плиты зависело от двух факторов.

1. От процессов выветривания и, главным образом, абразивной деятельности моря, наступавшего на континент и на отдельные острова в течение многих миллионов и десятков миллионов лет. Действие этих процессов привело к нивелировке страны и к полному или почти полному выравниванию и уничтожению всех первоначальных форм рельефа.

2. От тектонических напряжений, которые в различных районах проявлялись с разной интенсивностью и на фоне общего погружения страны привели к образованию локальных выступов фундамента. Эти выступы непрерывно росли как в период наступления на них моря, так и впоследствии, когда поверхность их была покрыта чехлом мезозойских и третичных отложений. Поэтому поверхность фундамента в локальных выступах наклонена несколько круче, чем поверхности вышележающих мезозойских и третичных отложений.

Выше уже упоминалось о неравномерном опускании отдельных блоков фундамента Западно-Сибирской плиты в мезокайнозойское время. Этот вывод следует из анализа фаций и мощностей отдельных горизонтов.

В период образования I песчано-глинистой толщи, представленной, в основном, угленосными отложениями омской и тюменской свит, максимальное погружение фундамента до 1000—1200 м отмечается для Усть-Кетской впадины. Омская синеклиза в это время опустилась примерно на 400—500 м, а Приуральская синеклиза в районе Усть-Тавдинской и Тюменской впадин только на 40—50 м. Предположительно фундамент в Усть-Иртышской, Усть-Вахской и Усть-Тымской впадинах погрузился за это время в первой—на 500 м и во второй и в третьей на 800—900 м. Вагайско-Ишимская антеклиза, западный борт Приуральской синеклизы, Каменская антеклиза и районы, расположенные южнее последней, оставались в это время областями размыва.

В век образования нижнеюрской омской свиты областью размыва являлось и все левобережье Оби в Березовско-Салехардском районах, а также, повидимому, крупные острова в пределах исследуемого региона. К таким островам можно отнести Татарское, Сургутское и Александровское структурные поднятия.

Омская свита, как уже упоминалось, характеризуется наличием эффузивов и более крутым наклоном слоев (до 15—20°), чем почти горизонтально залегающие вышележащие отложения. Это обстоятельство, наряду с перерывом в осадконакоплении между омской и вышележащей среднеюрской тюменской свитами, не исключает возможности, что в южной половине

Западно-Сибирской низменности нижнеюрские осадки отлагались не повсеместно, а локализовались в отдельных небольших впадинах фундамента.

Если это предположение правильно, то тогда нижнеюрские отложения омской свиты нужно относить к толщам, входящим в состав складчатого фундамента. Для такого предположения фактический материал имеется только по одному профилю скважин: Омск—Татарск—Барабинск. Так, Омской и Барабинской скважинами вскрыта омская слабодислоцированная эффузивная свита с залеганием фундамента в Омске на глубине 2941 м и Барабинске 2234 м. В промежуточной Татарской скважине, где глубина залегания фундамента определяется в 2812—2847 м, омской свиты не обнаружено.

В век образования среднеюрской тюменской свиты пресноводный бассейн несколько расширяется, особенно в левобережной части Оби в Березовско-Салехардском районах, где он доходил до современных обнажений восточного склона Урала. Однако в районе Березовского вала и, повидимому, Саргыньинского, отмечается крупный остров, который погрузился под уровень моря лишь в валанжинское время. Помимо Березовского острова, внутренние области размыва отмечаются в это время в Тобольской зоне поднятий.

Пресноводные угленосные отложения омской и тюменской свит, в составе которых на юге низменности встречаются единичные пласты с остатками морской фауны, где-то в центральной части низменности переходят преимущественно в морские образования. На северо-востоке низменности в Таймырской синеклизе нижняя и средняя юра представлена уже морскими терригенными отложениями.

К концу среднеюрской эпохи физико-географические условия резко меняются. Среднеюрский водный бассейн заметно уменьшается в своих размерах. В Омской синеклизе и Усть-Кетской впадине образуются красноцветные отложения татарской свиты мощностью до 100 м. Любопытно, что по южному борту Омской синеклизы отложения татарской свиты выклиниваются на абсолютной отметке минус 2300—2400 м, а на западном борту на отметках — минус 900—1000 м. Это ярко свидетельствует о неравномерных опусканиях и поднятиях Омской синеклизы в последующее верхнеюрское, меловое и третичное время. В восточном борту Приуральской синеклизы в конце среднеюрской эпохи шло образование красноцветных туфогенных отложений с радиоляриями (покровская свита) мощностью до 150 м. Таким образом, в конце среднеюрской эпохи повышается соленость водного бассейна (появление радиолярий) и вновь после нижнеюрской эпохи проявляется вулканическая деятельность.

Перед верхнеюрской эпохой, повидимому, в конце среднеюрской и нижне- и среднелловейское время вся южная часть Западно-Сибирской низменности превратилась в сушу. В верхнеюрскую эпоху имела место трансгрессия моря, в результате которой накопилась толща преимущественно глинистых осадков мощностью 40—100 м, причем накопление осадков шло преимущественно в кимериджском веке. В келловейский же и оксфордский века отложилась толща пород мощностью всего 5—15 м.

В кимериджский век максимальное погружение в южной части низменности отмечается для юго-восточного борта Омской синеклизы (район Барабинска) до 80 м и для западного ее борта до 140 м. Опускание же центральной части Омской синеклизы, а также осевой части Приуральской синеклизы — 30—40 м. Более значительное опускание фундамента в верхнеюрское

время — 250 м — отмечается для восточного склона Урала в верховьях бассейна р. Северной Сосьвы. В настоящее время эти осадки выведены здесь на дневную поверхность, тогда как в южной части низменности, в Приуральской синеклизе и в западном борту Омской синеклизы они выклиниваются на абсолютной отметке минус 900—1000 м, а в юго-восточном борту Омской синеклизы — на отметке минус 1500—1600 м.

В верхнеюрскую эпоху продолжает существовать крупный Березовский остров. Вагайско-Ишимская антеклиза постепенно покрывается морем и превращается в архипелаг островов. Областью размыва остается западный борт Приуральской синеклизы, Тургайский прогиб, а также Каменская антеклиза и районы, расположенные южнее последней.

В валанжинский век продолжается накопление морских глинистых отложений, переходящих в окраинных частях бассейна в песчаные, местами пресноводные угленосные образования. Выше по разрезу глинистые осадки валанжина также замещаются песчаными (тарские слои). Площадь распространения валанжинских отложений несколько больше верхнеюрских. Выклинивание их в Приуральской синеклизе и в западном борту Омской синеклизы наблюдается на абсолютной отметке минус 800—900 м, а в юго-восточном борту Омской синеклизы — минус 1500 м. На восточном склоне Урала в верховьях бассейна р. Северной Сосьвы валанжинские отложения выходят на дневную поверхность.

В валанжинский век попрежнему остаются областями размыва западный борт Приуральской синеклизы, Тургайский прогиб, Каменская антеклиза и районы, расположенные южнее последней.

Центр максимального накопления осадков в валанжинский век, по сравнению с верхнеюрской эпохой, смещается с юго-восточного борта Омской синеклизы (район Барабинска) на ее западный борт (район Тары), в ее центральную часть (район Омска) и в осевую часть северного погружения Вагайско-Ишимской антеклизы (район Викулова).

Мощность валанжинских отложений в Барабинске 150 м, в районе Омска 240—250 м, в районе Тары больше 280 м и в районе Викулова 250 м. Опускание Приуральской синеклизы в валанжинский век было меньше, чем прилегающей Вагайско-Ишимской антеклизы, которая до этого являлась более или менее устойчивой областью воздымания. Так, мощность валанжинских отложений в Приуральской синеклизе определяется в 100—150 м. Опускание фундамента более чем на 300 м произошло в это время в Усть-Иртышской впадине и на 160—170 м в районе Березовского вала. Усть-Кетская впадина, которая в нижне- и среднеюрскую эпохи испытала максимальное погружение, в верхнеюрское время и валанжинский век являлась сушей и только временами заливалась морем. Мощность верхнеюрских и валанжинских отложений (полудинская свита) здесь не превышает 80—100 м.

В век отложений киялинской свиты (готерив—баррем—апт?), как и в валанжинский век, продолжается более интенсивное, чем в верхнеюрскую эпоху, погружение отдельных блоков фундамента Западно-Сибирской плиты. Максимальное погружение фундамента (550—600 м) в готерив-аптское время отмечается для Омской синеклизы и Усть-Кетской впадины. Район Вагайско-Ишимской антеклизы погрузился в это время на 250—300 м и Приуральской синеклизы на 150 м. В Усть-Иртышской впадине и в районе Березовского вала, где красноцветные отложения киялинской свиты сменяются темноцветными морскими образованиями, опускание фундамента в первой произошло на 250 м и во втором на 200 м.

Водный бассейн готерив-аптского времени несколько расширился по сравнению с валанжинским бассейном. В опускание вовлекается Лучинский район западного борта Приуральской синеклизы и, возможно, центральная часть Кулундинской синеклизы. Попрежнему остаются областью размыва Тургайский прогиб, центральная часть Каменской антеклизы и районы, расположенные южнее последней.

В готерив-баррем-аптском веках и, возможно, еще в валанжине в опускание был вовлечен северный борт Каменской антеклизы (районы Каргатского вала и Чулымской впадины).

Киялинская свита в морских фациях выходит на дневную поверхность на восточном склоне Урала в верховьях бассейна р. Северной Сосьвы. В южной части низменности, в западном борту Приуральской синеклизы, киялинская свита выклинивается на абсолютной отметке минус 500—600 м, на северном погружении Казахского массива — на минус 200—300 м и на юго-восточном борту Омской синеклизы — на минус 1100—1200 м.

В век отложения викуловских слоев (апт (?) — альб), представленных морскими, преимущественно песчаными отложениями в западной части низменности и пресноводными песчаными угленосными образованиями в восточной ее части, погружение фундамента Западно-Сибирской плиты, по сравнению с готерив-аптским временем, несколько уменьшается. Так, в это время испытали погружение: Вагайско-Ишимская антеклиза на 60—130 м, Приуральская синеклиза на 130—200 м, Усть-Иртышская впадина на 200—300 м и район Березовского вала на 220—230 м. На 200—300 м погрузились также Омская синеклиза, Усть-Кетская и Усть-Вахская впадины. В апт-альбский век опускание испытывал весь западный борт Приуральской синеклизы, центральная часть Кулундинской синеклизы и отдельные впадины (Бурлинская) Каменской антеклизы.

Апт (?)—альбские отложения, так же как и вышезалегающие, до конька включительно, неизвестны в обнажениях восточного склона Урала в верховьях р. Северной Сосьвы. Вероятно, они выклиниваются здесь ниже дневной поверхности. На юге низменности, на северном склоне Каменской антеклизы и в Кулундинской синеклизе апт (?)—альбские отложения выклиниваются на отметке минус 800—900 м, а на северном погружении Казахского массива — на отметке минус 100—200 м. На западном борту Приуральской синеклизы апт (?)—альбские отложения, вероятно, выходят в обнажениях вдоль восточного склона Урала в виде континентальных фаций.

В век образования хантымансийских слоев (альб + сеноман + нижний турон), представленных на западе морскими глинистыми осадками, а на востоке преимущественно пресноводными песчаными, местами угленосными образованиями, происходит дальнейшее уменьшение погружения фундамента Западно-Сибирской плиты. В сеноманский же век накопление осадков в южной половине Западно-Сибирской низменности практически почти приостановилось, поскольку хантымансийские слои большей своей частью представлены нижним туроном, а в самых низах — альбом.

В период образования хантымансийских слоев наибольшее погружение фундамента до 280—300 м имело место в Усть-Иртышской впадине. В районе Березовского вала фундамент за это время погрузился на 75 м, в Приуральской синеклизе — на 60—70 м и в Вагайско-Ишимской антеклизе — на 150 м. Такое же погружение фундамента (150 м) произошло в Омской синеклизе и в Усть-Кетской и Усть-Вахской впадинах. В западном борту Приуральской синеклизы хантымансийские слои выклиниваются на абсолютной

отметке 0 + 50 м; на северном склоне Каменской антеклизы и в Кулундинской синеклизе на минус 700—800 м и на северном погружении Казахского палеозойского массива — на минус 50 м.

В век образования уватских слоев (нижний турон), представленных на западе песчаными морскими отложениями, а на востоке преимущественно пресноводными песчаными, местами угленосными образованиями с включением янтаря, наблюдается новое заметное погружение фундамента Западно-Сибирской плиты, начавшееся еще в туронское время, в век образования верхней зоны хантымансийских слоев.

В области распространения морских фаций нижнего турона максимальное опускание фундамента до 300 м наблюдается в Усть-Иртышской впадине. Заметное погружение испытали Приуральская синеклиза и район Березовского вала (до 200 м).

В Петропавловском районе Вагайско-Ишимской антеклизы фундамент погрузился на 100—150 м, а на северном погружении той же антеклизы, в районе Викулова — на 330 м.

В области распространения пресноводных фаций нижнего турона фундамент погрузился в Омской синеклизе и Усть-Вахской впадине на 500 м, в Усть-Кетской и Усть-Тымской впадинах — на 600 м и в Кулундинской синеклизе — на 300—350 м. В конце нижнетуронского века в период образования кузнецовской свиты (годриновая микрофаунистическая зона) отмечается новая трансгрессия моря, захватывающая в восточной половине низменности Усть-Вахскую и Усть-Тымскую впадины и Омскую, Таймырскую и, повидимому, Кулундинскую синеклизы.

В период этой трансгрессии фундамент Западно-Сибирской плиты испытал погружение порядка 10—70 м.

В верхнем туроне и в коньякском веке накопление осадков в южной половине Западно-Сибирской низменности практически приостановилось. Возможно, в это время Западно-Сибирская низменность в отдельных своих районах представляла собой сушу, однако при изучении керна всех пробуренных скважин явных следов перерыва в осадконакоплении между кузнецовской и выпезалегающей березовской свитами пока не обнаружено. Повидимому, мощность верхнетуронских и коньякских отложений измеряется всего несколькими метрами, если только к ним не относить ипатовские слои березовской свиты, преимущественно развитые в юго-восточном борту Омской синеклизы и в Каменской антеклизе, где мощность их достигает 100 м.

В век образования кузнецовской свиты областями размыва в Западно-Сибирской низменности являлись: северная часть Тургайского прогиба с Кустанайским валом, Славгородский вал Каменской антеклизы и Родинская антеклиза или структурная терраса. Областью размыва в это время становится и Усть-Кетская впадина с прилегающим Чулымо-Енисейским районом, если только морские отложения кузнецовской свиты не переходят там в пресноводные.

Кузнецовская свита в южной части низменности выклинивается на западном борту Приуральской синеклизы на абсолютной отметке 0 + 20 м, на склоне Славгородского вала и на южном борту Кулундинской синеклизы на — 500 м и на северном погружении Северо-Казахского палеозойского массива на — 200—300 м.

В сантонский век (березовская свита) морской бассейн еще более расширяется. Им захватывается Усть-Кетская впадина (район Колпашева), Славгородский вал, Родинская антеклиза (структурная терраса), восточный

склон Урала в верховьях левых притоков р. Северной Сосьвы, часть Тургайского прогиба. Возможно, что в сантонский век узким проливом из Западной Сибири проникало в Южно-Тургайскую синеклизу, расположенную южнее Кустанайского вала. На северо-востоке сантонское море доходило до Таймырской синеклизы. В Чулымо-Енисейском районе и в районе Максимоярской опорной скважины, заложенной на р. Кети, морские сантонские отложения переходят, повидимому, в пресноводные образования.

В сантонский век максимальное накопление осадков наблюдается в Усть-Иртышской и Усть-Кетской впадинах (200—220 м). Заметное накопление осадков было также в Приуральской синеклизе и Усть-Вахской впадине (140—190 м). В Омской синеклизе мощность сантонских отложений падает до 100 м, в Каменской антеклизе — до 50—70 м и в Вагайско-Ишимской антеклизе — до 60—100 м.

В южной части низменности на западном борту Приуральской синеклизы березовская свита выклинивается на абсолютной отметке 0 + 50 м, на северном погружении Северо-Казахского палеозойского массива на — 100 м и на северном погружении Алтая, в пределах Родинской антеклизы, на — 200 м.

В кампанский век накопление осадков в южной половине низменности практически приостанавливается. Мощность кампанских отложений, условно включенных в самую нижнюю часть ганькинской свиты, судя по местоположению в разрезе находок сантонской и маастрихтской фауны, может измеряться только несколькими метрами. Не исключено, что в кампанский век некоторые районы низменности представляли собой сушу, однако при просмотре керн скважин между сантонскими и маастрихтскими отложениями перерыва в осадконакоплении обнаружено не было.

В маастрихтский век море трансгрессирует в сторону Южного Урала и Тургайского прогиба и перекрывает там сантонские отложения. На востоке низменности граница маастрихтского моря, по сравнению с сантонским, несколько сместилась на запад и проходила где-то между Покуром и Колпашевым. Маастрихтское море несколько отступило также в сторону низменности от восточного склона Северного и Полярного Урала. На северо-востоке низменности в Таймырской синеклизе маастрихтское море несколько отступило к юго-западу, в сторону низменности.

Центр максимального накопления отложений в маастрихтский век (ганькинская свита) вновь смещается в Омскую синеклизу (200 м). Наоборот, в Усть-Иртышской впадине, которая, по сравнению со всеми остальными структурами, в сантонский век испытала максимальное понижение, мощность маастрихтских отложений (ганькинской свиты) снижается до 40—50 м. Незначительное погружение в маастрихтский век испытали Приуральская синеклиза (на 10—40 м) и Каменская антеклиза (25—40 м). Большому погружению подверглись Вагайско-Ишимская антеклиза (100—120 м) и Усть-Вахская впадина (120 м).

Ганькинская свита в южной части западного борта Приуральской синеклизы выходит на дневную поверхность. В пределах Родинской антеклизы она выклинивается на абсолютной отметке —200—250 м и на северном погружении Северо-Казахского палеозойского массива — на отметках от —50 до +50 м.

В датский век в южной половине Западно-Сибирской низменности осадки почти не накапливаются. Отложения, условно отнесенные к датскому ярусу, имеющие очень незначительную мощность, по своим литологическим свойствам включаются в самые низы макушинской свиты.

Э. Н. Кисельман (1953, 1954), расчленив ганькинскую свиту на две микрофаунистические зоны, констатирует отсутствие в некоторых разрезах верхней зоны и допускает наличие здесь перерыва в осадконакоплении. Автор не исключает такой возможности. Следует, однако, заметить, что, судя по керну, видимого перерыва в осадконакоплении не наблюдается.

В век образования макушинской свиты (датский ярус + палеоцен + эоцен) море дальше трансгрессирует в сторону Урала и в сторону Алтая. На востоке низменности палеогеновое море доходило до района Колпашева, восточнее которого до Енисея морские отложения сменяются пресноводными образованиями. Еще дальше, чем в маастрихтский век, палеогеновое море отходит в сторону низменности от Таймырской синеклизы.

В пределах южной половины низменности мощность отложений макушинской свиты заметно изменяется. Так, в Омской синеклизе мощность макушинской свиты колеблется от 85 м в Барабинске до 160 м в Омске и 300 м в Таре; в Вагайско-Ишимской антеклизе — от 100 м в Петропавловском районе до 300 м в Викуловском районе; в Приуральской синеклизе — от 60 м в ее западном борту до 300—350 м в ее осевой части и до 200 м в ее восточном борту; в Усть-Вахской впадине — от 190 м в районе Ларьяка до 250 м в районе Покура; в Усть-Иртышской впадине — от 300 м в районах Леуши и Ханты-Мансийска до 360 м в районе Увата. Резко сокращается мощность макушинской свиты (до 50 м) в районах Каменской антеклизы, Березовского вала и Усть-Кетской впадины.

Из приведенных цифр видно, что центры максимального накопления осадков в период образования макушинской свиты сместились из центральной части Омской синеклизы на ее западный борт, на северное погружение Вагайско-Ишимской антеклизы, в Усть-Иртышскую впадину и в осевую часть Приуральской синеклизы.

Макушинская свита выходит на дневную поверхность в Приуралье. На северном погружении Северо-Казахского палеозойского массива макушинская свита выклинивается на абсолютной отметке 50—100 м, а на северном погружении Алтая, в районе Родинской антеклизы, — от 0 до минус 50 м.

В век образования тавдинской свиты морской бассейн заметно сокращается в своих размерах, особенно в северной половине низменности. На востоке нижнеолигоценый бассейн доходил до Колпашева. Максимальное погружение (на 170 м) в это время испытывают осевые части Омской и Приуральской синеклиз и Усть-Иртышская и Усть-Вахская впадины. Погружение до 120 м испытывает Вагайско-Ишимская антеклиза и до 80 м Каменская антеклиза. Березовский вал и восточная часть Усть-Кетской впадины в это время превращаются в сушу. В отдельных частях структур мощность тавдинской свиты также резко меняется. Например, в осевой части Омской синеклизы мощность тавдинской свиты равна 170 м (район Омска), на ее западном борту 120 м (район Тары) и на юго-восточном борту 90 м (район Барабинска).

Тавдинская свита выходит на дневную поверхность в Приуральской части низменности. На северном погружении Алтая и Северо-Казахского массива тавдинская свита перекрывается отложениями Иртышской свиты и выклинивается на абсолютной отметке в первом на 0—30 м и во втором на 0 + 50 м. По окончании образования пород тавдинской свиты море уходит из Западно-Сибирской низменности, и на территории последней начинают формироваться континентальные отложения иртышской свиты (верхний олигоцен (?) + неоген).

Центр максимального накопления осадков в неогеновую эпоху заметно смещается в юго-восточную часть низменности, в сторону юго-восточного борта Омской синеклизы (260 м), Каменской антеклизы и Кулундинской синеклизы (до 300 м). В Приуральской синеклизе неогеновые отложения почти отсутствуют. Нет их и в районе Березовского вала. В пределах Вагайско-Ишимской антеклизы мощность неогена возрастает от 100 м на юге до 200 м на севере. В Обь-Иртышском междуречье мощность этих отложений достигает 200 м в районе р. Васюган и 100 м в районе р. ПарABELЬ (пос. Пудино). Севернее, в районе Усть-Вахской впадины, мощность неогеновых отложений вновь возрастает до 250—270 м. Еще дальше к северу мощность их снижается до 70 м на р. Вахе и до 20 м на р. Тьме.

Фактический материал, приведенный в кратком обзоре геологического развития Западно-Сибирской низменности в мезозойскую и кайнозойскую эры, позволяет сделать следующие выводы.

1. Опускание отдельных блоков фундамента в различных районах происходило с разной интенсивностью. Центры максимального накопления осадков смещались из одних структур в другие. При этом в отдельные века и эпохи мощность осадков в пределах антеклиз оказывалась одинаковой и даже несколько большей, чем в прилегающих синеклизах.

2. В каждой отдельно взятой крупной структуре (Омской синеклизе, Приуральской синеклизе и т. д.) выявляется закономерность, заключающаяся в увеличении мощности отдельных горизонтов по мере увеличения глубины залегания фундамента.

3. В периоды двух больших трансгрессий — верхнеюрской и нижнетуронской (кузнецовская свита), — захвативших значительную территорию низменности почти от Урала на западе и до меридиана Колпашева на востоке, имело место незначительное опускание фундамента, что доказывается малой мощностью верхнеюрских осадков и пород кузнецовской свиты.

4. Такое же незначительное опускание фундамента с образованием осадков ничтожной мощности имело место в сеноманское, верхнетуронское, коньякское, кампанское и датское время. Это явление, очевидно, следует объяснять не только незначительным опусканием фундамента, но, вероятно и заметной пенецленизацией континента, с которого в это время выносились сравнительно небольшое количество терригенного материала.

Поскольку возраст киялинской свиты как готерив-аптский определяется условно, не исключено, что и в период какого-либо из этих веков также имело место незначительное опускание фундамента.

5. В период формирования сравнительно мощных, преимущественно пресноводных отложений, в нижне- и среднеюрскую эпохи, в готерив-баррем-аптское (?), апт(?)—альбское, нижнетуронское время и в неогене происходило наиболее интенсивное опускание фундамента. В это время рельеф прилегающего континента был, вероятно, более расчлененным, и реками выносились в Западно-Сибирский бассейн значительные массы терригенного материала. Такое же положение имело место, повидимому, и в период формирования морских толщ валанжина, альб-сеноман-турона, сантона, отчасти маастрихта и палеогена.

Заканчивая обзор, кратко остановимся на преемственной связи между дислокациями фундамента и мезокайнозойского покрова с современными формами рельефа. Наиболее отчетливо эта связь устанавливается для Каменской антеклизы и Кулундинской синеклизы, где складчатые комплексы, входящие в состав фундамента, совпадают с простиранием валов и впадин, а последние соответственно с положительными и отрицательными формами

гивного рельефа Барабинской и Кулундинской степей. Кулундинская синеклиза в своей центральной части совпадает с бессточным Кулундинским озером.

Направление течения р. Иртыша от Омска до Павлодара и выше совпадает с простиранием дислокаций фундамента. Около Павлодара в мезокайнозойском покрове намечается Ефремовский вал северо-западного простирания. Такое же простирание имеют здесь и дислокации в фундаменте.

В Приуральской части низменности от восточных склонов Урала до рр. Вагая, Иртыша и Оби складчатые комплексы фундамента, имеющие северо-северо-восточное простирание, совпадают с простиранием всех выявленных и изученных структур в мезокайнозойском покрове и с простиранием главных водных артерий. Резкий заворот р. Оби на восток от Салехарда и поворот Обской губы на север совпадают с простираниями магнитных аномалий. Вагайско-Ишимская антеклиза на северном своем погружении оконтуривается широтным течением р. Иртыша. Такое же почти широтное простирание имеют здесь складчатые комплексы, входящие в состав фундамента.

В Приобской части низменности, от Новосибирска до устья р. Тыма, направление течения р. Оби хорошо согласуется с простиранием складчатых комплексов в фундаменте. По предварительным данным, такое же простирание имеют здесь и структуры мезокайнозойского покрова.

Близ Енисея складчатые комплексы фундамента имеют параллельное ему простирание.

В Чулымо-Енисейском районе между хр. Арга и северной широтой 58° широтное простирание имеют складчатые комплексы фундамента, структуры мезокайнозойского покрова и р. Чулым. Западнее Пышкино-Троицкого и восточнее пристани Мелецкой складчатые комплексы фундамента и р. Чулым изменяют свое простирание на северо-северо-западное.

Простирание Омской синеклизы более или менее совпадает с простиранием Иртыша от Омска до Тары и простиранием р. Омь в ее нижнем течении. Однако западный борт Омской синеклизы, ее осевая часть и восточный борт секут вкрест простирания складчатые комплексы фундамента и унаследованные погребенные локальные структуры. На отрезке между Ханты-Мансийском и устьем р. Тыма Обь пересекает дислокации фундамента почти вкрест простирания. Автор допускает, что в период развития четвертичного ледникового покрова, южная кромка которого доходила до современного широтного колена р. Оби, к югу от ледникового покрова могло возникнуть большое озеро, которое соединяло Палеоиртыш с Палеообью. В доледниковый же период Палеообь, вероятнее всего, текла от устья р. Тыма прямо на север, вдоль Александровского вала, где составляла одно целое с рр. Нура или Таз.

ЛИТЕРАТУРА

1. Александров Д. К. Перспективы нефтегазоносности Обь-Енисейской области. Труды АНИИ, 1940.
2. Ананьев А. Р. Новые материалы к геологии мезозойских отложений в Чулымо-Енисейском районе. Труды Томского гос. университета им. Куйбышева, т. 124, сер. геол., 1953.
3. Архангельский А. Д. и Шатский Н. С. Схема тектоники СССР. БМОИП, отд. геол., т. XI (4), 1933.
4. Архангельский А. Д., Шатский Н. С., Меннер В. В., Павловский Е. В., Херасков Н. П. и др. Краткий очерк геологической структуры и геологической истории СССР. Изд. АН СССР, 1937.

5. Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Гостоптехиздат, т. I, 1941; т. 2, 1948.
6. Белоусов В. В. Общая геотектоника. Госгеолиздат, 1948.
7. Бер А. Г. Об открытии эффузивных пород в мезозое центральной части Тургайской впадины. ДАН СССР, т. LXVII, № 1, 1949.
8. Быков Г. Е. К строению Тургайского пролива. «Пробл. сов. геол.», № 8, 1937.
9. Васильев В. Г. Проблема нефтеносности Западно-Сибирской низменности. «Нефт. хоз.», № 6, 1937.
10. Васильев В. Г. Геологическое строение правобережья р. Оби от устья р. Иртыша до г. Салехарда (г. Обдорск). «Вестн. ЗСГУ», № 4, 1939.
11. Васильев В. Г. Геологическое строение северо-западной части Западно-Сибирской низменности и ее нефтеносность. Гостоптехиздат, 1946.
12. Вахрамеев В. А. Континентальные меловые отложения восточного склона Среднего Урала (Каменский и Сухоложский районы). Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1946.
13. Вдовин В. В. Мезокайнозойские отложения Кулундинской впадины. Зап. Сиб. фил. АН СССР, Новосибирск, 1949.
14. Высоккий Н. К. Очерк третичных и четвертичных образований Западной Сибири. Геол. исслед. и развед. работы по линии Сиб. жел. дор., вып. 5, 1896.
15. Вялов О. С. Мезозойская (тихоокеанская) складчатость в Азии. Труды XVII сессии Международн. геол. конгр., т. 2, 1939.
16. Гедройц Н. А. и др. Нефтеносность Сибири. Труды НГРИ, сер. А, вып. 91, 1938.
17. Герасимов И. П. О значении эпейрогенических движений в развитии рельефа Прикаспийской и Западно-Сибирской низменности. Изв. Гос. геогр. общ., т. 68, вып. 5, 1936.
18. Горский И. И. Древнекамерийские тектонические движения на Урале и их значение в оформлении структуры Урала и его угольных месторождений. Изв. АН СССР, № 4, июль—август, 1948.
19. Губкин И. М. Учение о нефти. Гос. научно-техн. нефт. изд., 1932.
20. Гусев А. И. К вопросу о нефти Туруханского района. «Вестн. ЗСГУ», № 1—2, 1941.
21. Дементьев В. А. и Кесь А. С. Западно-Сибирская низменная равнина. Сб. «Геоморфологическое районирование СССР». Труды Комиссии по естеств.-историч. райониров. СССР, т. II, изд. АН СССР, 1947.
22. Заспелова В. С. Фораминиферы верхнеюрских и меловых отложений Западно-Сибирской низменности. Микрофауна нефтяных месторождений СССР, сб. I «Второе Баку и Западная Сибирь». Труды ВНИГРИ, нов. сер., вып. 31, 1948.
23. Иловайский Д. И. Ляпинский край. Изв. МОИП, 1915.
24. Ильин Р. С. Геология низовий Иртыша, то же Горной Субботы и Оби до Б. Атлыма. Материалы по геол. Зап.-Сиб. края, № 36, 1936.
25. Казаринов В. П. Третично-меловая кора выветривания западной части стыка Кузнецкого Ала-тау и Чулымо-Енисейской впадины. «Вестн. ЗСГУ», № 1, 1948.
26. Каржавин Н. А. Признаки нефтеносности на месторождении боксита «Красная Шапочка». «Сов. геол.», № 3, 1939.
27. Карпинский А. П. Третичные осадки восточного склона Урала. Зап. Уральск. общ. любит. естествозн., т. VII, вып. 3, 1883.
28. Карпинский А. П. Мезозойские угленосные отложения восточного склона Урала. «Горн. журн.», т. II, 1910.
29. Кассин Н. Г. и др. Восточный Казахстан, геол. описание. «Геология СССР», т. XX, ч. 1, 1941.
30. Козлов А. Л. Проблема геохимии и природных газов. Гостоптехиздат, 1950.
31. Коровин М. К. Новая позднепалеозойская Обь-Енисейская складчатая зона Западной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1945.
32. Коровин М. К. О геотектонической природе палеозойского фундамента Западно-Сибирской равнины. «Вопросы геологии Азии», т. 1, М., 1954.
33. Коровин М. К. О древнем массиве Тоболии в Западной Сибири. Зап.-Сиб. фил. АН СССР. Труды Горно-геологич. ин-та, вып. 12, 1952.
34. Крашенинников Г. Ф. Закономерности пространственного изменения угленосных толщ триас-юрского возраста восточного склона Урала, как фактор их оценки. Рефер. изд. ГУГФ, вып. 2, Госгеолиздат, 1947.
35. Криштофович А. Н. и Борсук М. И. Миоценовые растения с р. Иртыша близ г. Тары. «Пробл. палеонт.», т. V, 1939.

36. Кузнецов В. А. Основные этапы геотектонического развития юга Алтае-Саянской горной области. Зап.-Сиб. филиал АН СССР. Труды Горно-геологич. ин-та, вып. 12, 1952.
37. Лебедев И. В. Материалы для параллелизации юрских отложений Сибири. Тезисы докладов на 3-й конф. памяти акад. М. А. Усова, Томск, 1943.
38. Мазарович А. Н. Курс исторической геологии. Геолразведиздат, 1933.
39. Мазарович А. Н. Основы геологии СССР. ОНТИ, 1935.
40. Малинина Н. И. Магнитное поле Западной Сибири. Изв. АН СССР, сер. геол. и геофизич., № 1, 1947.
41. Нагорский М. П. Материалы по геологии и стратиграфии рыхлых отложений кайнозой Обь-Чумышской впадины. Материалы по геологии Зап. Сибири, № 13/55, Томск, 1941.
42. Наливкин Д. В. Геологические районы СССР. «Пробл. сов. геол.», № 1, 1933.
43. Наливкин Д. В. Геологическая история Урала. Свердловск, ГИЗ, 1943.
44. Наливкин Д. В. Общий очерк тектоники Урала. «Геология СССР», т. XII, Урал, часть I, 1944.
45. Нехорошев В. П. Четвертичные тектонические движения на Алтае. Труды Сов. секции ассоциации по изучению четвертичного периода, вып. IV. ГОНТИ, 1939.
46. Николаев В. А. Нижвий плиоцен Западно-Сибирской низменности. ДАН СССР, т. 58, № 3, 1947.
47. Николаев В. А. Мезо-кайнозой Западно-Сибирской низменности. Зап.-Сиб. филиал АН СССР, Горно-геологич. ин-т, Новосибирск, 1949.
48. Обручев В. А. Краткий геологический очерк северной части Западной Сибири (Обь-Иртышский край). «Сов. Азия», № 11—12, 1931.
49. Петров Б. Ф. Происхождение рельефа Барабы. Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода, № 12, 1948.
50. Петрушевский Б. А. Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности. БМОИП, отд. геол., т. XXVI (4), 1951.
51. Покрасс Е. П. О новейших геоструктурах юга Западно-Сибирской низменности в связи с изучением ее рельефа и проявления неотектоники в Барабе. ДАН СССР, т. LXXXIV, № 5, 1952.
52. Рагозин Л. А. К стратиграфии и тектонике восточной окраины Западно-Сибирской низменности. «Вестн. ЗСГТ», № 1, 1937.
53. Ренгартен В. П. Стратиграфия меловых и третичных отложений Восточного Приуралья. Труды Ин-та геол. наук АН СССР, вып. 133, сер. геол., № 54, 1951.
54. Ростовцев Н. Н. К газоносности района Усть-Енисейского порта. «Пробл. Арктики», № 3, 1938.
55. Ростовцев Н. Н. Газоносность мезозойских отложений южной полосы Западно-Сибирской низменности. «Вестн. ЗСГТ», вып. 2, 1938.
56. Ростовцев Н. Н. Звериноголовское месторождение газа. «Вестн. ЗСГТ», вып. 2, 1938.
57. Ростовцев Н. Н. К методике поисков газа и нефти в платформенных областях. «Разв. недр», № 2, 1950.
58. Рябухин Г. Е. Перспективы нефте-газоносности Советского сектора Арктики. Труды XVII сессии Международн. геол. конгр., т. 4, 1940.
59. Сакс В. Н. Геологическое исследование северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. Труды Геол. управл. ГУСМП, вып. 22, 1946.
60. Танфильев Г. И. Бараба и Кулундинская степь в пределах Алтайского округа. Труды геол. части большого кабинета Его Императорского величества, т. V, вып. 1, 1902.
61. Туаев Н. П. Проблема нефте-газоносности Западно-Сибирской низменности в свете новых данных. «Нефт. хоз.», № 9, 1937.
62. Туаев Н. П. О нефтеносности Звериноголовского района в Челябинской обл. «Нефт. хоз.», № 11, 1937.
63. Туаев Н. П. Перспективы нефтеносности Западно-Сибирской низменности и план развития геолого-разведочных работ в третьей пятилетке. «Разв. недр», № 10—11, 1939.
64. Туаев Н. П. Очерк геологии и нефтеносности Западно-Сибирской низменности. Труды НГРИ, нов. сер., вып. 4, 1941.

65. Федоров С. Ф. Геологические исследования в Северном Урале в 1887—1889 гг. Горный журнал, № 4, 6, 7, 12 (II, III, IV), 1896—1897.
66. Фомичев В. Д. Общая схема тектоники Западной Сибири и Восточного Казахстана. ДАН СССР, нов. сер., т. LIX, № 4, 1948.
67. Хабаров А. В. Полярный Урал и его взаимоотношения с другими складчатыми областями. Труды Горно-геол. управл. Главсевморпути, вып. 15, 1945.
68. Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. ЦАН, 1938.
69. Шатский Н. С. Мезокайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу о явлениях унаследования и развития платформ). Сб. памяти А. Д. Архангельского, изд. АН СССР, М., 1951.
70. Янин А. Л. Методы изучения погребенной складчатой структуры на примере выяснения соотношений Урала, Тянь-Шаня и Мангышлака. Изд. АН СССР; сер. геол., 1948.

А. А. Клубов

ТЕНГИЗСКАЯ ВПАДИНА

Тенгизская впадина расположена в Северном Казахстане. Географически она относится к территории Арало-Иртышского водораздела, а в административном отношении входит в состав Акмолинской области. Эта впадина



Фиг. 1. Обзорная карта Тенгизской впадины:

1 — опорная скважина, 2 — древнее нижнепалеозойское обрамление впадины.

занимает площадь около 93—96 тыс. км². На севере она ограничена течением р. Ишима, на юге — широтой 49°30'. На западе от Тургайской низменности она отделяется грядой сопок, протягивающихся в меридиональном направлении к югу от р. Ишима, а на востоке ограничивается примерно средним течением р. Нуры, протекающей на этом участке с юга на север (фиг. 1).

Изучение геологического строения Тенгизской впадины проводилось многими геологами, начиная с 50 годов прошлого столетия. Большинство работ, относящихся к дореволюционному периоду, кроме А. К. Мейстера, А. Н. Краснопольского и Н. Н. Тихоновича, касаются преимущественно почвенно-географических и гидрогеологических исследований.

Площадные геологические съемки десятиверстного масштаба проводились в 1930—1935 гг., когда почти полностью была заснята вся площадь.

Исследованиями А. К. Мейстера, А. Н. Краснопольского и последующими съемками было положено начало разработки стратиграфии.

В последние годы, в связи с поисками угля и других полезных ископаемых, по периферии впадины геологами Карагандинского Геолог. Управления и Московского геологоразв. института проведены более детальные геологические съемки в масштабе 1 : 200 000 и 1 : 100 000.

Центральная часть впадины покрыта мезокайнозойскими отложениями и изучена слабо.

Из работ, освещающих вопросы палеогеографии, фаций, тектоники и вулканизма, следует указать на многочисленные труды Н. Г. Кассина, а также монографии Д. В. Наливкина и Л. С. Либровича и исследования С. М. Андропова, касающиеся вопросов изучения девонской и нижнекаменноугольной фауны. По тектонике имеется ряд статей двух различных школ — школы Н. Г. Кассина, с одной стороны, и школы Н. С. Шатского — с другой. К работам школы Н. Г. Кассина относятся опубликованные и рукописные статьи и отчеты Е. Д. Шлыгина, Г. Ц. Медоева, П. Л. Меркулова, А. Е. Репкиной и В. Ф. Беспалова. Основные работы по тектонике в освещении школы Н. С. Шатского опубликованы в I томе «Тектоники СССР». К числу их относятся статьи Д. Г. Сапожникова, П. Н. Кропоткина и А. А. Богданова и отдельные очерки Н. С. Шатского.

Кроме перечисленных работ, в последние годы были проведены геологические и гидрогеологические исследования по составлению обширных сводок, выполненных М. С. Быковой и А. А. Емельяновым.

Из неопубликованных работ по изучению перспектив нефтеносности следует указать на исследования П. И. Склабан, Н. Н. Чернышевой и С. К. Талдыкина, А. И. Гусева и Е. Н. Ивановой. Перечисленными авторами описываемая территория отнесена к категории бесперспективных или невыясненных для поисков нефти.

Следует отметить, что, несмотря на многочисленные геологические исследования, Тенгизская впадина и по настоящее время изучена слабо.

Основными работами, которые использованы нами при составлении настоящего очерка, являются: отчет А. Я. Проводникова, П. Д. Бесединой и Е. В. Дручинина и отчеты по Тенгизской опорной скважине А. В. Хижнякова и А. Н. Резапова, а также составленный автором отчет за 1951—1952 гг. и отчет по геологическому изучению южной и юго-западной части впадины за 1953 г.

По геологическому строению и характеру тектоники описываемая территория относится к одной из межгорных впадин Казахстана. Положение ее как тектонической структуры, относящейся к типу межгорных впадин, определяется по выходам на ее периферии на севере, западе, юге и востоке допалеозойских, нижнепалеозойских и верхнесилурийских осадочных пород.

Наряду с древними осадочными породами, по периферии впадины широко развиты интрузивные и эффузивные образования, относящиеся к допалеозойскому, каледонскому и герцинскому вулканическим циклам.

В прибортовых ее частях и в некотором удалении от последних по естественным обнажениям видно, что на сильно дислоцированной и эродированной поверхности каледонского складчатого фундамента, а местами на интрузивах и эффузивах залегают континентальные и морские карбонатные и терригенные отложения верхнего девона и нижнего карбона. В некотором удалении от прибортовых частей впадины среднепалеозойские породы перекрываются континентальными и пресноводно-озерными отложениями верхнего палеозоя.

На сильно расчлененную поверхность средне- и верхнепалеозойского фундамента, а на ряде участков по бортам впадины, и на более древние образования налегают мезокайнозойские отложения, выполняющие прогибы в эродированном палеозойском рельефе. Наиболее широко мезокайнозойские отложения распространены в центральной части впадины, где они покрывают почти половину ее обширной территории.

В стратиграфическом разрезе Тенгизской впадины выделяются допалеозойские, нижнепалеозойские, среднепалеозойские, верхнепалеозойские и мезокайнозойские осадочные породы. Допалеозойские, кембрийские и силурийские отложения представлены метаморфизованными сланцами, яшмо-кварцитами, зеленокаменными ороговикоподобными породами и мраморизованными известняками, часто кварцитами. Перечисленные породы претерпели глубокий метаморфизм, поэтому никакого практического интереса для поисков нефти и газа не представляют. Наряду с метаморфизмом, описываемые породы сильно дислоцированы и в некоторых частях впадины осложнены дизъюнктивными нарушениями в виде сбросов и взбросов различной амплитуды.

Нижне- и среднедевонские образования представлены эффузивными породами, состоящими из базальтов, порфиритов, порфиров, альбитофировых лав, туфо-лав, аггломератов и туфов. Среди них встречаются пласты и линзы песчаников и буровато-красных железистых конгломератов.

В верхнем девоне по литологическому составу и фауне выделяются два комплекса отложений — континентальные и морские. Первые из них представлены песчано-конгломератовой толщей, состоящей из различного рода песчаников, реже — сланцев с линзами и пластами конгломератов. Стратиграфическое положение песчано-конгломератовых пород в разрезе определяется по налеганию на них фаунистически охарактеризованных известняков фаменского яруса как соответствующих франскому ярусу. Мощность песчано-конгломератовой толщи колеблется от 100 до 1500 м.

Со следами размыва на ней лежат фаунистически охарактеризованные известняки фаменского яруса. Руководящими формами, подтверждающими возраст, согласно принятой для Казахстана стратиграфической схеме, являются *Spirifer sulcifera* Hall и *S. calcaratus* Sow. По литологическому составу описываемые отложения представлены преимущественно известняками темносерыми, массивными, толстослоистыми, кристаллическими. Изредка встречаются песчанистые известняки и известковистые песчаники. При ударе молотком известняки издают резкий битуминозный запах. Мощность отложений фаменского яруса 150—350 м.

В нижнем карбоне по фауне и литологическому составу выделяются: переходные слои — этрень, турнейский, визейский ярусы — и расчлененные отложения визе-намюра (угленосная толща).

Переходные слои (этрень) на фаменских известняках залегают согласно. Представлены они массивными, кристаллическими известняками темно-серого цвета. Изредка в них встречаются эллипсоидальные или шаровидные

кремнистые конкреции небольшого размера. Руководящей формой, подтверждающей их возраст, является *Spirifer dada* N a l. Описываемые известняки при ударе молотком издают битуминозный запах. Мощность переходных слоев крайне непостоянна и колеблется в пределах от 10 до 120 м. В ряде обнажений переходные слои не прослеживаются, и нижнетурнейские породы ложатся непосредственно на фаменские известняки.

Турнейский ярус на основании литологического состава и фауны делится на нижнее и верхнее турне. Среднетурнейский подъярус не выделяется. Отложения нижнего турне залегают согласно на переходных слоях, а в ряде разрезов — на отложениях фаменского яруса. Представлены они известняками темносерыми, толстослоистыми, кристаллическими, реже — мергелями окремненными. Содержат обильную фауну брахиопод, изредка одиночных и колониальных кораллов. Руководящими формами для них, позволяющими относить их к нижнему турне, являются *Spirifer sibiricus* L e b., *Productus deruptus* R o m. и другие. Мощность отложений на различных участках площади различна (от 30—50 до 300—350 м).

Отложения верхнего турне резко отличаются от нижележащих пород по своему литологическому составу и окраске. Среди них наиболее широко развиты белесоватые мергели, переполненные отпечатками мшанок, или кремнистые известняки и только в низах разреза в отдельных обнажениях наблюдались массивные темносерые известняки, мощностью до 25—30 м, которые содержат обильную фауну брахиопод, одиночных кораллов и много мшанок. Руководящими формами, подтверждающими их верхнетурнейский возраст, являются: *Spirifer kasachstanensis* S i m., кораллы *Caninia spumosa* S t a r s k y и мшанки *Fenestella triserialis* U l r., *Fen. asiatica* N i k i f. и *Septopora taxata* T r. Мощность отложений верхнетурнейского подъяруса от 100 до 600 м.

Отложения нижнего визе имеют широкое распространение. Сложены терригенными и карбонатными осадками, состоящими из массивных кристаллических известняков, переслаивающихся с песчаниками буровато-коричневыми или светлосерыми, аргиллитами темносерыми, изредка алевролитами. На западе Тенгизской впадины, в долине р. Терс-Аккан, разрез нижнего визе слагают исключительно массивные светлосерые известняки с типичной морской фауной. Руководящими формами, подтверждающими их возраст, являются: *Spirifer aschliariki* S i m., *Sp. plenus* H a l l, *Chonetes ischimica* H a l l, *Productus sinuatus* K o n. и др. Мощность нижневизейского подъяруса 350—500 м.

Средневизейские отложения имеют распространение на юге, юго-западе и юго-востоке впадины. Представлены они песчанистыми крупно- и среднезернистыми, реже — мелкозернистыми, иногда плитчатыми известковистыми, слоями аргиллитов и известняков, часто ракушняковых. Преимущественное значение в разрезе имеют песчаники; аргиллиты, алевролиты и известняки занимают не более четвертой части разреза. На западе развиты преимущественно массивные светлосерые известняки. Руководящими формами, подтверждающими средневизейский возраст, являются: *Linoproductus corrugato — hemisphaericus* V a u g., *L. ovatus* H a l l, *Ortotetes keokuk* H a l l, а также *Lingula cf. paralella* P h i l l. Мощность отложений 270—300 м.

Нерасчлененные отложения визе-намюра (угленосная толща) распространены на юге, юго-западе и северо-востоке впадины. Представлены они аргиллитами, алевролитами темносерой или светлосерой окраски, песчаниками средне- и мелкозернистыми, переслаивающимися с слоями массив-

ных, чаще ракушняковых известняков, углистыми аргиллитами и тонкими слоями или линзами угля. На юге впадины, в районе оз. Кыштак и в Тасмулинской синклинали в угленосной толще насчитывается от 20 до 130 тонких пластов угля непромышленной мощности. Ряд пластов угля непромышленной мощности обнаружен в разрезе угленосной толщи на северо-востоке впадины в районе Максимовского и Рождественского угольных месторождений. Из фауны в отложениях визе-намюра найдены и определены следующие формы: *Athyris subquadrata* Hall, *Productus insculptus* M. Wood., *Pr. crawfordvillunsi* Well., *Schizophoria kara* Nal., и другие. Встречаются горизонты с лингулами и пелециподами. Мощность визе-намюра 645—1100 м.

Для отложений угленосной толщи, а в ряде районов и для всего визейского яруса характерна ярко выраженная ритмичность в осадконакоплении. Это особенно отчетливо видно в прекрасных разрезах долины р. Кыштак.

Визе-намюрским комплексом терригенных и карбонатных осадков заканчивается разрез среднепалеозойских морских и лагунных отложений; на размытой поверхности среднего палеозоя залегают красноцветные и пестроцветные континентальные толщи верхнего палеозоя.

Отложения верхнего палеозоя на площади Тенгизской впадины имеют широкое распространение. В верхнем палеозое выделяются: средний и верхний карбон, нерасчлененные отложения среднего и верхнего карбона — ближе неопределимые, нерасчлененные отложения верхнего карбона и нижней перми (пермо-карбон), нижнепермские и верхнепермские отложения.

Отложения верхней красноцветной толщи среднего карбона представлены преимущественно песчаниками красноцветными крупнозернистыми и среднезернистыми, а также мелкозернистыми, переслаивающимися с пластами и линзами среднегалечных конгломератов, реже аргиллитами и алевролитами. В гальках конгломератов наблюдается девонская и турнейская фауна. Цемент песчаников и конгломератов железистый, реже карбонатный. Во многих обнажениях встречаются мощные пачки косослоистых и диагонально-слоистых песчаников. Подчиненное значение в разрезе имеют алевролиты, аргиллиты и прослои порфириловидных известняков. Алевролиты, аргиллиты и известняки распространены только на востоке и юго-востоке впадины.

В отложениях среднего карбона изредка встречаются отпечатки флоры: *Asterocalamites scrobiculatus* Sloth. и *Calamites*. Возраст отложений устанавливается по налеганию песчано-конгломератовых толщ на фаунистически охарактеризованные породы угленосной толщи и находками выше по разрезу верхнекарбонной фауны. Мощность отложений среднего карбона весьма непостоянна и на различных участках площади изменяется в пределах от 800 до 1500 м и более.

Отложения верхнего карбона, именуемые нижней пестроцветной толщей, распространены преимущественно на водоразделе между оз. Тенгиз и р. Терс-Аккан, а также на левобережье последней. Представлены они песчаниками разнозернистыми, алевролитами, красноцветными или светлосерыми аргиллитами, прослоями известняков и мергелей. Встречаются пласты и пачки косослоистых диагонально-слоистых песчаников. Изредка в отложениях верхнего карбона наблюдаются растительные остатки в виде отпечатков коры деревьев и листьев, а также отпечатков чешуй пресноводных рыб.

В последние годы в связи с детальным изучением разреза описываемых отложений на северо-западе впадины в отложениях верхнего карбона

найжены отпечатки рыб *Eloonyhtys* ex gr. *robinsoni* H i b b e r, характерных для верхнего карбона. Кроме этого обнаружены листоногие ракообразные: *Pseudestheria*, aff. *limbata* (G o l d e n b e r g), *P. sebennensis* (G r a n d E u r y) и растительные остатки в виде *Calamites*, *suckovi* B u t., *Asterocalamites scrobiculatus* S c h l o t h. Мощность свиты 600—1500 м.

Нерасчлененные отложения верхнего карбона и нижней перми распространены преимущественно на водоразделе оз. Тенгиз и р. Терс-Аккан и частично вдоль южного берега Тенгиза. Представлены они алевролитами, аргиллитами, реже песчаниками серого, красного и зеленого цветов и тонкими прослоями известняков. Отдельные пачки песчаников сложены крупнозернистыми и среднезернистыми разностями. Преимущественное распространение в разрезе имеют алевролиты и аргиллиты, слагающие почти три четверти разреза. В отложениях пермо-карбона встречаются остатки плохо определенной флоры.

На северо-западе Тенгизской впадины разрез пермо-карбона расчленен более детально с выделением нижней перми на основании находок фауны позвоночных из семейства сеймурий *Crnorhimosuchus saptaevi* E f r. и рыб из группы *Astenostronia* sp., характерных для нижней перми.

В глинистых известняках обнаружены пелециподы и остракоды, из которых определены: *Kinerkalla balakhonskiensis* (R a g.) и *Darwinula dolinskaj* B u c h., *Darw. subbairdioides* B u c h. и др. В керне опорной скважины, так же как и на юго-западе площади, фаунистических и флористических остатков, позволяющих уверенно произвести расчленение верхнего карбона и нижней перми, не найдено; поэтому на фиг. 2 указанные отложения и показаны как нерасчлененные отложения пермо-карбона. Мощность этих отложений 250—500 м.

Породы нижней перми имеют широкое распространение. Выходы их наблюдаются на водоразделе оз. Тенгиз и р. Терс-Аккан, в центральной части и на северо-западе впадины. Они сложены песчаниками, аргиллитами и алевролитами с редкими тонкими прослоями глинистых темносерых известняков. На северо-западе площади отдельные прослои темносерых известняков, наблюдаемые в естественных обнажениях, при ударе молотком издавали битуминозный запах. Изредка в толще встречаются косослоистые песчаники, содержащие плохо определяемые остатки каламитов. Мощность нижней перми колеблется от 200 до 1000 м.

Верхнепермские отложения выходят на дневную поверхность только в северной и отчасти северо-западной частях Тенгизской впадины. В других районах они скрыты под покровом мезокайнозойских отложений. Представлены они алевролитами светлосерыми, аргиллитами, мелкозернистыми песчаниками, изредка встречаются тонкие прослои глинистых известняков. Фауны и флоры не содержат, кроме редких находок остракод, не определенных даже до рода.

Возраст шоптыкульской свиты как верхнепермский устанавливается по литологическому составу и залеганию описываемых пород на фаунистически охарактеризованных отложениях нижней перми. Мощность их 300—900 м.

Верхнепермскими отложениями заканчивается разрез континентальных толщ верхнего палеозоя и на размытую поверхность их, а местами и на отложения нижнего карбона и девона ложатся нерасчлененные мезокайнозойские или третичные осадки.

В мезозойском осадочном комплексе, имеющем мощность порядка 80—150 м, различными авторами, по литологическому составу и по анало-

гии с такими же осадками, распространенными на западе Тургайского пролива, где они содержат фауну и флору, выделяются отложения мезо-кайнозоя, ближе не определимые, верхней юры и нижнего мела, нерасчлененные третичные, палеогеновые и неогеновые. Перечисленный комплекс осадков представлен пестроцветными, часто гипсоносными глинами, гравелистыми песками, реже сливными песчаниками, белыми опоковидными мергелями, мелкозернистыми песчаниками табачного цвета, каолиновыми глинами, бобовыми рудами и изредка бокситоносными отложениями. Каолиновые глины и бокситоносные отложения, по общепринятому мнению многих геологов, относятся к палеозойской коре выветривания. Фауны и флоры мезокайнозойские отложения не содержат. Мощность их — от 30 до 150 м.

Четвертичные отложения широко распространены в центральной части впадины и по ее периферии. Представлены они песками, суглинками, супесями, глинами и лёссовидными суглинками с щебнем, галькой и обломками пород. Мощность четвертичных отложений — от 10 до 30 м.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

На территории Тенгизской впадины отчетливо выделяются три структурных этажа или яруса. В строении нижнего структурного яруса принимают участие допалеозойские, нижнепалеозойские и отчасти верхнесилурийские отложения, а также эффузивные и интрузивные образования. Осадочные отложения нижнего палеозоя и верхнего силура собраны в изоклиналильные и веерообразные складки. Общее направление складчатости меридиональное или северо-восточное. На ряде участков нижнепалеозойский фундамент осложнен дизъюнктивными нарушениями в виде сбросов и взбросов различной амплитуды. Общее направление дизъюнктивных нарушений меридиональное или северо-восточное. Строение нижнего структурного яруса хорошо видно по периферии впадины, где допалеозойские, нижнепалеозойские и верхнесилурийские отложения выведены на дневную поверхность. На юге, на юго-востоке и, отчасти, на севере впадины широкое распространение имеют интрузивные и эффузивные образования.

Перед наступлением верхнедевонской трансгрессии нижнепалеозойский складчатый фундамент был сильно эродирован. Это подтверждается тем, что мощность континентальных отложений среднего и верхнего девона на коротких расстояниях изменяется в пределах от 5 до 1500 м. На ряде участков в прибортовых частях впадины видны высокие останцевые возвышенности, сложенные породами кембрия и силура, представляющие собой ядра древних антиклинальных складок, на которые с угловым несогласием ложатся разновозрастные осадки среднего, верхнего палеозоя и часто мезо-кайнозоя.

Верхнедевонские, каменноугольные и пермские породы, слагающие средний структурный ярус, тектоническими движениями, проявившимися в конце палеозоя, собраны в пологие брахиантиклинальные складки, купола и пологие мульды. В направлении складок не улавливается определенной закономерности. Вдоль южного борта впадины и особенно на юго-западе видно, что антиклинальные и синклиналильные складки вытянуты в северо-западном направлении. По мере движения к востоку и юго-востоку наблюдаются складки широтного и даже юго-западного простирания. На западе в долине р. Терс-Аккан развиты складки, вытянутые в северо-восточном или широтном направлении.

В строении среднего структурного яруса не наблюдается широкого развития дизъюнктивных нарушений, за исключением южного борта впадины, где прослеживается региональный сброс северо-западного простирания. Складки, слагающие средний структурный ярус, как правило, пологие, с углами падения пород на крыльях от 25 до 10—8°. По мере движения от бортов к центру впадины видно общее выполаживание складчатости.

На размытой поверхности среднего структурного яруса отложились неравномерные по мощности мезокайнозойские осадки, слагающие верхний структурный ярус. Они лежат почти горизонтально или со слабым наклоном слоев, облекая средне- и верхнепалеозойский складчатый фундамент, а по периферии впадины и каледонское складчатое основание, интрузивы и эффузивы. Следует отметить, что, несмотря на большое количество работ, посвященных изучению стратиграфии и тектоники Тенгизской впадины, до проходки опорной скважины о геологическом строении центральной ее части существовали противоречивые сведения.

Одни авторы считали, что центральная часть впадины является наиболее прогнутой и мощности средне- и верхнепалеозойских отложений здесь должны быть максимальными. Другие, наоборот, были склонны полагать, что наиболее прогнутая ее часть смещена к югу и юго-западу. На северо-востоке впадины, у северного берега оз. Тенгиз и Кургальджин, складчатый каледонский фундамент наиболее приподнят, и как результат этого там малые мощности средне- и верхнепалеозойских осадков. Третьи, в том числе и автор настоящей статьи, полагали, что наиболее прогнутая часть впадины располагается на юг от озер Тенгиз и Кургальджин, также на водоразделе между западным берегом оз. Тенгиз и р. Ферс-Аккан, где наиболее полно представлен разрез среднего и верхнего палеозоя.

Оставался также не выясненным и общий характер тектоники центральной части впадины. Было не ясно, представляет ли она одну обширную пологую мульду или, так же как в прибортовых ее частях, здесь развит целый ряд пологих мульд, брахискладок и куполов со значительными амплитудами, вследствие чего из разреза может выпасть ряд стратиграфических горизонтов.

Выяснение всех перечисленных вопросов в значительной степени зависело от детальных геофизических исследований, которые по существу только еще начаты, а также от результатов проходки опорной скважины.

РЕЗУЛЬТАТЫ БУРЕНИЯ ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ

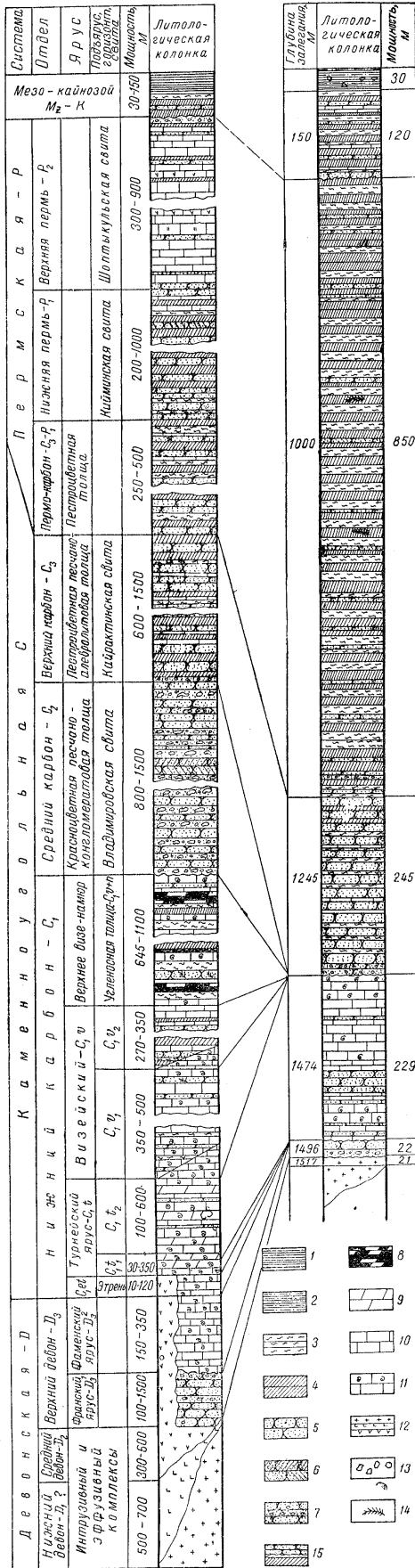
Тенгизская опорная скважина начата бурением в феврале 1952 г. Основанием к выбору места заложения скважины послужили геофизические материалы Л. Я. Проводникова, проводившего здесь сейсмическую съемку в 1949—1951 гг. Им было выявлено Алкымское поднятие, расположенное в 12 км на север от пос. Алкым, находящегося на одном из западных заливов оз. Кургальджин. Наличие этого поднятия дало основание предполагать, что в купольной части его из разреза должен выпасть ряд стратиграфических горизонтов. По проектному разрезу скважина на глубине 2700 м должна была вскрыть верхне- и среднепалеозойские отложения до эффузивнообломочной толщи ($D_1 - S_2^1$).

В сентябре 1954 г. скважина вошла в кристаллический фундамент (гранодиориты) и на глубине 1517 м, бурение было закончено.

Средний процент выноса керна по скважине составляет 78%, значительные интервалы пройдены при 100% отборе керна.

Сводный стратиграфический разрез

Тенгизская опорная скважина (по А.В. Хижнякову и Л.Н. Резалову)



Фиг. 2. Схема сопоставления сводного стратиграфического разреза южного и юго-западного районов Тенгизской впадины с разрезом Тенгизской опорной скважины:
 1 — глины, 2 — суглинки, 3 — аргиллиты, 4 — алевролиты, 5 — песчаники, 6 — песчаники косослоистые, 7 — конгломераты, 8 — угли и углистые аргиллиты, 9 — мергели, 10 — известняки, 11 — известняки с фауной, 12 — интрузивы и эффузивы, 13 — обломки пород, 14 — флора, 15 — завал в колонке для сокращения больших мощностей.

По данным А. В. Хижнякова и А. Н. Резапова, опорная скважина вскрыла следующий геологический разрез (фиг. 2).

1. Мезокайнозойские отложения, представленные глинами, тонкозернистыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами с прослоями мелкозернистых песчаников в нижней части. Окраска пород светлосерая. Мощность — 150 м.

2. С глубины от 150 до 1000 м были вскрыты пестроцветные пресноводно-озерные — континентальные отложения пермо-карбона, состоящие из алевролитов, аргиллитов, переслаивающихся с тонкозернистыми грубослоистыми песчаниками. Окраска пород коричневато-серая. Песчаники преимущественно известковистые. Наблюдалось частное чередование слоев песчаников с алевролитами и аргиллитами. Встречены остатки флоры в виде отпечатков листьев.

3. Отложения верхнего карбона вскрыты с глубины от 100 до 1245 м. Представлены они песчаниками тонко- и мелкозернистыми, слоистыми, с прослоями алевролитов, аргиллитов и известняков — глинистых. Окраска пород буровато-коричневая. В разрезе преобладают известковистые песчаники. Алевролиты, аргиллиты и известняки имеют подчиненное значение. В нижней части разреза преобладают грубозернистые песчаники с включениями мелкой кварцевой гальки. Встречаются плохо определимые остатки флоры в виде отпечатков листьев. Мощность — 245 м.

4. Под слоем мелкогалечных конгломератов, на глубине от 245,5 до 1474 м, залегают нижние горизонты нижневизейского подъяруса и лежащие под ними верхние горизонты верхнего турне. Вскрытые отложения сложены массивными зеленовато-серыми известняками, содержащими фауну брахиопод, мшанок и кораллов. По комплексу фауны, обнаруженной в керне скважины, возраст описываемых отложений устанавливается как низы визе и верхи турне.¹ В нижней части карбонатной пачки наблюдались прослои ангидритов и песчаников, которые с глубины 1474 м постепенно сменились песчаниками. Мощность описываемых отложений — 229 м.

5. Ниже карбонатной пачки, охарактеризованной фауной, с глубины 1474 до 1481 м, вскрыты песчаники разнозернистые, серые, кварцевые, относимые по литологическому составу к франскому ярусу верхнего девона. Возраст описываемых отложений устанавливается по аналогии с другими районами Тенгизской впадины, где отложения франского яруса, представленные песчаниками, залегают на эффузивах среднего, а местами и нижнего девона. Мощность — 11 м.

6. На глубине 1481 м встречена древняя кора выветривания, состоящая из продуктов разрушения гранодиоритов. Породы представлены грубообломочным неокатанным щебнем в виде осколков гранодиоритов, слабо сцементированных глинистым цементом. Окраска пород розовато-серая или буроватая. Мощность — 11 м.

Вскрытые породы не содержат остатков флоры; по аналогии с другими районами отнесены нами к нижней части разреза франского яруса.

7. С глубины 1500 м скважина вошла в гранодиориты, выветрелые с поверхности, розовато-бурые, трещиноватые. Трещины заполнены древесной коренных пород. Возраст описываемых интрузивов условно считается герцинским. Вскрытая мощность 21 м. При сравнении разреза, вскрытого

¹ Найденная в керне скважины фауна брахиопод и кораллов определялась Л. П. Монаховой при консультации Д. В. Наливкина. Кораллы определены Г. С. Порфирьевым при консультации И. И. Горского и Б. С. Соколова.

опорной скважиной, с породами, наблюдаемыми в естественных обнажениях на юге и юго-западе Тенгизской впадины, представляется возможным сделать их сопоставление (см. фиг. 2).

Породы, пройденные в скважине до глубины 150 м, по литологическому составу схожи с мезокайнозойскими отложениями. К таким же выводам пришли и А. В. Хижняков и А. Н. Резапов, обрабатывающие керн скважины.

Ниже 150 м скважина вскрыла нижние горизонты верхней перми, сокращенные по мощности части разреза нижней перми и верхнего карбона. Литологический состав пород, пройденных скважиной с глубины от 150 до 1000 м, сходен с описанным выше комплексом верхнепалеозойских отложений. В обнажениях на северном и западном берегах оз. Тенгиз, а также на водоразделе оз. Тенгиз и р. Терс-Аккан видно, что пестроцветные отложения, относимые к низам верхней и нижней перми и верхнему карбону, представлены алевролитами, аргиллитами, мелко- и тонкозернистыми песчаниками, переслаивающимися между собой. Наблюдаемое по керну скважины частое переслаивание алевролитов и аргиллитов с тонко- и мелкозернистыми песчаниками характерно для верхней части разреза верхнего карбона. Нижние горизонты описываемой толщи, как это видно в естественных обнажениях, представлены преимущественно мелкозернистыми песчаниками в чередовании с тонкими прослоями алевролитов и аргиллитов коричневого цвета. Среди песчаников встречаются тонкие прослои глинистых известняков без фауны.

Отложения среднего карбона, представленные красноцветной толщей, резко отличны от пород, вскрытых скважиной. В обнажениях на водоразделе между оз. Кирей и оз. Тенгиз, в среднем течении р. Куланутмес, а также вдоль южного берега оз. Тенгиз разрез среднего карбона сложен красноцветными крупно- и среднезернистыми песчаниками, пластами и линзами конгломератов, средне- и крупногалечниковых. В гальках конгломератов часто встречаются турнейские и фаменские брахиоподы, мшанки и кораллы. Перечисленный комплекс отложений выдерживается на значительных расстояниях без малейших изменений фациального состава. В качестве примера можно указать на ряд обнажений на западном борту Тенгизской впадины и в долине р. Терс-Аккан. Здесь на протяжении более 25 км, начиная от мог. Лак вплоть до устья р. Ацилы, виден последовательно весь разрез красноцветных отложений мощностью около 1000 м, слагающих крыло Ацилийской синклинали складки. В этом разрезе видно переслаивание грубозернистых, крупнозернистых, реже среднезернистых песчаников, пласты и линзы конгломератов и только в самой верхней его части с переходом к низам верхнего карбона намечается изменение в фациальном составе осадков в мелкозернистые светлосерые песчаники, изредка известковистые, переслоенные с тонкими пластами алевролитов и аргиллитов коричневого цвета.

Из сравнения описанных разрезов с породами, пройденными опорной скважиной, следует, что в интервале 1000—1245 м в ней вскрыты только нижние горизонты верхнего карбона.

Ниже глубины 1245 м скважина вошла в карбонатные отложения, охарактеризованные комплексом фауны, свойственной для самых низов нижнего визе и верхнего турне. В известняках толстослойных, массивных, кристаллических, изредка песчаных темносерых, слегка окремненных были найдены крупноробристые брахиоподы, одиночные кораллы типа *Canina spumosa* и мшанки. По предварительным данным фауны, найденной

Г. Н. Мушиц в интервале глубин от 1245 до 1474 м, определены Л. П. Монаховой и Г. С. Порфирьевым следующие формы: *Spirifer baiani* N a l., *S. sp.*, *Productus cf. deruptus* R o e m., *P. sp.*, *Chonetes ischimica* N a l., *Camarotoechia sp.*, *Tylothyrus sp. indet.*, *Orthotetes sp.*, *Chonetes sp.*, *Caminia cornucopiae* M i c h. emend. K a r r., *C. ex gr. cornucopiae* M i c h. emend K a r r.

Перечисленные формы брахиопод в комплексе с кораллами и мшанками позволяет считать, что с глубины 1271 м скважина вскрыла самые нижние горизонты разреза нижнего визе и верхи верхнего турне. Литологический состав пород и формы пайденных здесь брахиопод и мшанок поразительно сходны с такими же, встречаемыми в естественных обнажениях среднего течения р. Кон, в ядре и на крыльях Бирликской антиклинальной складки.

В основании карбонатной пачки скважиной вскрыты известняки серые, окремненные, доломитизированные, органично-детритусовые и песчаники известковистые, разнозернистые. В этом интервале наблюдается постепенный переход от известняков к песчаникам и снова к известнякам. Описываемая часть разреза характерна для верхнетурнейских отложений, наблюдаемых на северо-востоке впадины в обнажениях по ручью Чурек, где хорошо видно переслаивание окремненных известняков с песчаниками. Там же наблюдается и включение туфогенного материала по плоскостям напластования с переходом вниз по разрезу к тонкослоистым органичным известнякам, содержащим фауну брахиопод плохой сохранности.

В основании терригенно-карбонатной пачки пород, характеризующейся неустойчивым литологическим составом, вскрыты песчаники мощностью 11 м, залегающие в интервале 1474—1485 м. В естественных обнажениях аналогичные песчаники наблюдались в основании карбонатных толщ фаменского яруса на правом берегу р. Нуры и в районе источника Кара-гойн. Поэтому они сопоставляются нами с отложениями франского яруса.

В основании описываемой терригенной пачки на глубине от 1485 до 1500 м вскрыта древняя кора выветривания, ниже которой скважина вошла в гранодиориты.

Из изложенного видно, что карбонатные породы, особенно в нижней части карбонатно-терригенной пачки, залегающей над песчаниками франского яруса, вскрытые в разрезе опорной скважины, характеризуются пестрым литологическим составом. Их образование происходило в условиях постепенного перехода от континентальных к прибрежным и шельфовым фациям.

Сопоставляя данные бурения с нормальным разрезом, наблюдаемым в естественных обнажениях по южному и юго-западному бортам Тенгизской впадины, где последовательно вскрывается весь комплекс отложений среднего и верхнего палеозоя, приходится констатировать, что в разрезе опорной скважины отсутствуют следующие горизонты, ярусы и отделы среднего и нижнего карбона и верхнего девона:

- 1) песчано-конгломератовая толща среднего карбона;
- 2) визе-намюрские отложения;
- 3) средневизейский подъярус;
- 4) верхние горизонты нижнего визе;
- 5) карбонатные отложения нижнетурнейского подъяруса, за исключением, возможно, только самых верхних горизонтов;
- 6) карбонатные отложения фаменского яруса;
- 7) часть отложений франского яруса.

Проходка опорной скважины изменила существующее ранее представление некоторых геологов, характеризующих центральную часть впадины в виде обширного грабена с огромными мощностями осадков.

Бурение скважины подкрепило высказанное нами в 1952 г. предположение о том, что Тенгизская впадина имеет асимметричное строение, причем наиболее прогнутые ее участки смещены к югу и юго-западу.

При бурении выяснилось, что до глубины 1245 м в разрезе отсутствуют надежные маркирующие горизонты, вследствие чего сильно осложняется параллелизация разрезов скважин по верхним горизонтам в пестроцветных отложениях перми и верхнего карбона.

На основании проведенных геолого-поисковых исследований ВНИГРИ, геофизических работ, выполненных в последние годы Карагандинским Геолог. Управлением и трестом «Башнефтегеофизика», в комплексе с полученными материалами по проходке опорной скважины представляется возможным дать следующую схему тектоники Тенгизской впадины.

Нижнепалеозойский складчатый фундамент, формирование которого закончилось между силуром и девоном, в центральной части впадины и особенно на юге и юго-западе, погребен под покровом средне- и верхнепалеозойских пород на значительную глубину. Отложения нижнего палеозоя и верхнего силура тектоническими движениями каледонской фазы, как это видно по периферии впадины, собраны в изоклинальные и веерообразные складки. Наряду с тектоническими движениями в этот период проявилась интенсивная вулканическая деятельность, оставившая свои следы в виде интрузий и обширных покровов эффузивов.

Перед отложением терригенных и карбонатных толщ верхнего девона и нижнего карбона существовал длительный континентальный перерыв, охвативший период нижнего и среднего девона. На длительный процесс размыва указывают песчано-конгломератные толщи среднего и особенно верхнего девона, залегающие с угловым несогласием на породах кембрия и силура. Подтверждается размыв и крайне неравномерными мощностями песчано-конгломератных отложений, отсутствием последних на отдельных участках впадины.

Положение Тенгизской как одной из межгорных впадин, судя по выходам на ее бортах допалеозойских и нижнепалеозойских пород, наметилось в конце нижнего палеозоя. Однако в этот период она не представляла собой еще единой прогнутой впадины. В центральной ее части и в некотором удалении от нее располагались останцевые возвышенности, представляющие собой ядра размытых антиклинальных и изоклинальных складок, сложенных кембрийскими и силурийскими породами или интрузиями.

Последующее углубление впадины наметилось к началу верхнего девона, когда мелководный бассейн захватил наиболее пониженные участки описываемой территории, где начали отлагаться карбонатные осадки. В бортах и прибортовых частях впадины в естественных обнажениях видно, что фаменские известняки имеют различную мощность. Местами они отсутствуют в разрезе, и переходные слои (этрень), а часто и турнейские породы с явными следами перерыва ложатся на песчано-конгломератные отложения франского яруса или на более древние образования.

Погружение территории продолжалось в период отложения переходных слоев и в нижнетурнейский век, когда трансгрессией были охвачены обширные пространства Казахстана. Однако и в это время ряд приподнятых участков суши, представляющих древние складчатые сооружения или останцевые возвышенности в виде интрузивов, продолжал существовать

не только по периферии Тенгизской впадины, но, повидимому, и в ее центральной части.

В верхнетурнейский век и в течение нижнего визе происходило дальнейшее погружение территории, что способствовало накоплению мощных толщ карбонатных осадков с морской брахиоподовой фауной, а также с кораллами, мшанками и криноидеями.

К концу нижнего визе намечилось первое, еще слабо заметное поднятие территории, продолжавшееся и в период среднего визе. В результате поднятия единый обширный морской бассейн был разобчен на ряд мелких участков и заливов с архипелагом островов. Начавшееся поднятие резко изменило существовавшую ранее единую биомическую среду на различные по условиям обитания организмов участки моря. Образовались солончатово-водные лагуны и пресноводные заливы, в которых происходило накопление карбонатных и терригенных осадков. В наиболее прогнутых участках бассейна попрежнему накапливались карбонатные осадки, где при благоприятных условиях обитания продолжала развиваться брахиоподовая фауна. В прибрежных частях и пресноводных заливах в этот же период начали отлагаться терригенные осадки в виде песчаников, алевролитов, аргиллитов и карбонатно-глинистых пород с фауной лингул и пелеципод. На островах и в прибрежных участках при благоприятных климатических условиях происходило пышное развитие папоротниковой и хвощевой растительности, давшей исходный материал для образования углестых аргиллитов и углей.

Изменение палеогеографической обстановки в период среднего визе и визе-намюра в связи с продолжающимся поднятием территории отчетливо видно по смене фациального состава осадков. Мы имеем здесь частое чередование карбонатных и терригенных толщ с постепенным переходом вверх по разрезу к типично прибрежным и дельтовым отложениям. Ритмичность осадков, наблюдаемая в разрезе среднего визе и угленосной толщи, указывает, что в этот период, наряду с общим поднятием территории, имели место частые пульсирующие движения, обусловившие то углубление, то поднятие отдельных частей морского дна.

В период среднего визе и визе-намюра на отдельных участках впадины поднятие достигало значительной величины. Образовались острова, на которых не только не происходило накопление осадков, а осуществлялся размыв. Можно предполагать, что на Алкымском поднятии в этот период происходил размыв ранее отложившихся нижневизейских осадков, и в разрезе сохранились от размыва только самые нижние их горизонты.

К началу среднего карбона намечилось дальнейшее поднятие территории и разделение ее на ряд отдельных изолированных впадин. Страна вступила в стадию длительного континентального размыва. Поднятие территории привело к значительному обновлению базиса эрозии. В оставшиеся озерные впадины с возвышающихся частей суши сносились грубо пластические осадки, послужившие исходным материалом для образования красноцветных песчано-конгломератовых толщ.

Частые находки в гальках конгломератов среднего карбона фаменской и турнейской фауны указывают, что в период отложения красноцветных толщ краевые участки впадины и приподнятые возвышенности, располагавшиеся в некотором удалении от бортов, а возможно, и в ее центральной части, подверглись глубокому размыву. В результате размывом были уничтожены не только верхние горизонты визе-намюра, но и более нижние

из отложившихся ранее карбонатных и терригенных толщ. Наиболее сильному размыву подвергались краевые участки впадины, где были уничтожены не только нижневизейские отложения, но и турнейские и фаменские карбонатные породы, что подтверждается находками фауны в гальках среднекаменноугольных конгломератов.

В верхнем карбоне продолжали существовать континентальные условия. Значительное выравнивание территории, происшедшее еще в среднем карбоне, привело к понижению базиса эрозии. В оставшихся изолированных озерных впадинах и широких долинах при медленном движении воды начали отлагаться пестроцветные осадки в виде мелкозернистых песчаников, алевролитов, аргиллитов и тонких прослоев глинистых известняков.

Нижнепермское время характеризуется дальнейшим выравниванием территории и заполнением оставшихся озерных впадин пестроцветными осадками. Это устанавливается по неравномерным мощностям и составу отложений. Отсутствие нижнепермских осадков в прибортовых ее частях на востоке, юге и северо-востоке указывает, что в этот период отложение пестроцветных толщ происходило только в центральной и северо-западной частях территории.

Дальнейшее заполнение изолированных озерных впадин происходило в верхнепермский период. По выходам на поверхность верхнепермских отложений, наблюдаемых на водоразделе оз. Тенгиз и р. Терс-Аккан, а также в центральной части впадины, видно, что к концу верхнепалеозойского времени страна достигла предельного континентального выравнивания.

Нивелировка территории подтверждается и фаціальным составом верхнепермских отложений, представленных преимущественно пресноводно-озерными осадками в виде аргиллитов, алевролитов, тонко- и мелкозернистых песчаников и глинистых известняков.

В конце верхнепалеозойской эпохи проявились тектонические движения одной из поздних фаз варисского тектогенеза. В результате этих движений средне- и верхнепалеозойские отложения были собраны в складки. Наступила эпоха длительного континентального перерыва и размыва, продолжавшаяся на ряде участков впадины в течение триаса, юры и мела. Отсутствие триасовых, юрских и меловых отложений почти на всей территории впадины, кроме северо-западной ее части, где встречаются выходы незначительных по мощности юрских и меловых континентальных отложений, подтверждает, что в центральной, восточной, южной и юго-западной ее частях континентальный перерыв существовал до третичного времени. В период мезозоя Тенгизская впадина по отношению к окружающим ее горным сооружениям представляла еще сравнительно пониженный участок континента, где наряду с размывом приподнятых ее участков, представляющих брахиоскладки и купола, происходило заполнение разобщенных мульд и синклиналей.

Третичная эпоха для всей территории Северного и Центрального Казахстана ознаменовалась вторжением в ее пределы с запада трансгрессии мелкого моря, положившей начало новому седиментационному циклу. На размывтую сильно расчлененную поверхность начали отлагаться третичные осадки в виде пестроцветных гипсоносных глин, песчаников, гравелитов и галечников незначительной мощности. Отсутствие или редкие находки фауны в третичных отложениях позволяют сделать вывод о том, что на описываемой территории третичная трансгрессия представляла лишь краевую наиболее мелководную часть бассейна, в котором связь с открытым морем часто нарушалась.

Залегание третичных осадков в качестве покровных образований на различных по возрасту породах нижнего, среднего и верхнего палеозоя служит подтверждением длительного и глубокого размыва этих отложений.

Рассматривая Алкымскую структуру, на которой была заложена опорная скважина, в свете изложенных выше данных по палеогеографии, можно констатировать, что она представляет собой брахискладку или купол со значительной амплитудой. Формирование ее происходило, повидимому, на древнем, высоко приподнятом, останцевом сооружении в виде интрузива, приуроченного к ядру древней изоклиальной или веерообразной складки.

Проходка опорной скважины дала много новых данных, проливающих свет на строение центральной части Тенгизской впадины. Она позволила выявить стратиграфический разрез, дала весьма ценные сведения о литологическом составе вскрытых отложений, их мощностях. Опровергла существующее ранее представление о глубокой погруженности нижнепалеозойских отложений в центральной части и огромных мощностях средне- и верхнепалеозойских отложений. Данные опорной скважины с достаточной точностью подтвердили выводы сейсморазведочных работ о наличии в Тенгизской впадине высокоприподнятых участков фундамента (Алкымское поднятие), поэтому сейсмический метод разведки может быть рекомендован для поисков структур в этом районе.

Детальные исследования строения района совместно с данными опорной скважины дали возможность выявить определенные закономерности в структурном плане территории и отказаться от существовавшего ранее представления, что вся эта обширная площадь представляет единую межгорную впадину, постепенно углубляющуюся от бортов к центру. Эти данные показывают, что древний структурный план каледонид в пределах впадины представлен отдельными пологими понижениями, разобщенными участками высоко приподнятого каледонского фундамента, расчленяющего ее на ряд обширных пологих мульд, заполненных средне- и верхнепалеозойскими осадками.

Анализ геологических данных позволил установить, что на территории Тенгизской впадины герцинские складки унаследовали древний структурный план каледонид, и простираение их соответствует основным направлениям каледонской складчатости. Полученные данные позволяют сделать вывод, что в пределах этой впадины могут быть выявлены и другие, более пологие герцинские структуры, на которых в отличие от Алкымской структуры разрез будет представлен более полно всеми отделами верхнего девона и нижнего карбона.

Изучение и сопоставление разреза опорной скважины с разрезами по естественным обнажениям на юге и северо-востоке площади позволяют уже сейчас высказаться более уверенно, что наиболее погруженными участками территории, где мощность отложений верхнего девона и нижнего карбона будет возрастать, являются южная и юго-западная части впадины. По направлению к северу и северо-востоку, судя по естественным обнажениям, есть полное основание ожидать значительного сокращения разреза среднепалеозойских отложений и еще большего вышадения из разреза карбонатных толщ нижнего карбона. В этом же направлении должна происходить и значительная смена фациального состава осадков с переходом их от фаций шельфа и лагун к фациям с прибрежными и континентальными осадками, как это имеет место в северо-западной части впадины.

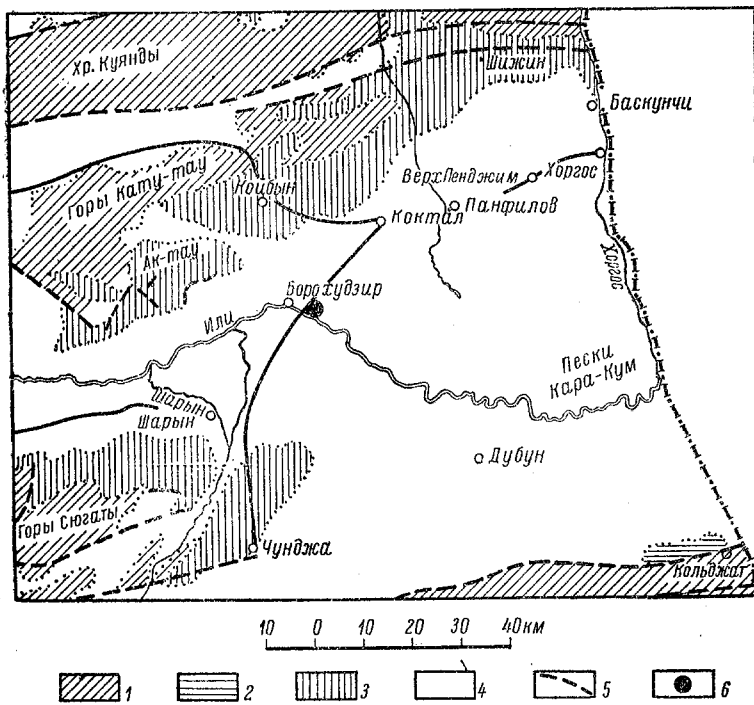
ЛИТЕРАТУРА

1. Андронов С. М. К стратиграфии ишимского палеозоя. Изв. АН СССР, сер. геол., № 2, 1937.
2. Быков Г. Е. Геологическое строение и полезные ископаемые западной части Атбасарского района. Труды Всесоюзного геологоразведочного объединения, вып. 283, НКТП СССР, М.—Л., 1933.
3. Быков Г. Е. Геологическое строение южной части бассейна р. Терс-Аккан. ГГУ НКТП СССР, Труды Казахского геологич. треста, вып. 2, 1936.
4. Кассин Н. Г. Материалы по палеографии Казахстана. Алма-Ата, отдельный сборник, 1947.
5. Кропоткин П. Н. Тектоника СССР, т. 1. Тектоника Центрального Казахстана, ч. 1, стр. 231—294, М.—Л., 1948.
6. Наливкин Д. В. Брахиоподы верхнего и среднего девона и нижнего карбона. Сев.-вост. Казахстан. Сборник Оргкомитета XVII Международного геологического конгресса. ЦНИГРИ, вып. 99, 1937.
7. Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны (В кн. «Тектоника СССР», т. 1), М.—Л., 1948.
8. Шатский Н. С. Материалы по геологии Центрального Казахстана. Итоги работ Центр. Казахст. экспед., 1936—1937 гг. Изд. АН СССР.

В. К. Василенко

ИЛИЙСКАЯ ВПАДИНА

Илийская межгорная впадина лежит в северной части Тянь-Шаня и протягивается на 525 км от Чокпарского перевала на западе до р. Каш на востоке. Восточная, наиболее погруженная часть Илийской впадины



Фиг. 1. Район расположения Илийской опорной свяжины:

1 — палеогойские отложения, 2 — юрские отложения, 3 — третичные отложения, 4 — четвертичные отложения, 5 — сбросы, 6 — опорная свяжина.

выделяется под названием Джаркентской депрессии. На западе она ограничена сближением гор Кату-тау и Сюгаты; на севере депрессию обрамляют горы Тышкан-тау (4500 м) и Талкинский хребет (до 3500 м), а на юге Кетменские горы (3000 м). Западная часть депрессии лежит в пределах Советского Союза, а восточная располагается на территории Китайской Народной Республики (фиг. 1). Вдоль Джаркентской депрессии с востока на

запад протекает р. Или, в которую с севера и юга впадает ряд притоков. Рельеф депрессии в средней ее части равнинный. В северных предгорьях он становится холмистым, а на отдельных участках гористым. Краевые части депрессии по отношению к ее середине возвышаются до 300 м.

Джаркентская депрессия на большей своей площади покрыта четвертичными и современными осадками. Четвертичные отложения обнажаются преимущественно в северной части депрессии полосой в 30—35 км. Небольшие выходы мезокайнозойских пород прослеживаются на юге у подножия хр. Кетмень.

Начало геологического исследования Джаркентской депрессии было положено в 1875 г. И. В. Мушкетовым [6] и в 1915 и 1916 гг. экспедицией под руководством Н. Г. Кассина [4]. Интересные наблюдения по стратиграфии мезо-кайнозоя и тектонике молодых отложений были произведены С. С. Шульцем [10, 11]. В последующие годы значительные успехи в изучении стратиграфии и тектоники среднекаменноугольных, юрских и третичных отложений были сделаны О. Л. Эйнором [12], Н. А. Волошиновой, Н. Н. Костенко, Т. А. Мордвилко, Б. С. Соколовым [9], Е. И. Бодиной и В. К. Василенко, П. Ф. Корсаковым, И. А. Аваковым и С. В. Екшибаровым. В последние годы исследованием геологического строения Джаркентской депрессии занимаются сотрудники Академии наук Казахской ССР: В. Н. Барбашинова и Н. А. Пигулевский [1], М. Е. Воскобойников [2], Е. Д. Шлыгин, Д. Н. Казанли, В. В. Лавров [8] и другие.

По последним данным, геологическое строение Джаркентской депрессии представляется в следующем виде. Бортовые ее части, так же, вероятно, как и основание, сложены мощной толщей интенсивно дислоцированных и регионально метаморфизованных осадочных пород, переслаивающихся с эффузивами, туфами и туфобрекчиями. Вся эта толща пронизана мощными гранитными интрузиями. Верхние горизонты этого осадочного комплекса имеют нижнекаменноугольный возраст.

I. СТРАТИГРАФИЯ

СРЕДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Более молодые палеозойские отложения, метаморфизованные относительно слабее, чем нижележащие, установлены вдоль северного борта депрессии на сравнительно небольшой площади. Первоначально они были указаны Н. Г. Кассиным [4], а в последнее время описаны О. Л. Эйнором [12]. На р. Нарыне им наблюдался следующий разрез верхнепалеозойских пород, общей мощностью 630 м.

1. Конгломераты красно-бурые с туффитовым цементом, неравномерно окатанной галькой и валунами песчаников, реже гранитов и порфиритов до 0,7 м в поперечнике. В верхней части слоя количество галечного материала уменьшается и он становится менее окатанным.

2. Песчаники и туффиты с прослоями конгломератов и отдельными гальками.

3. Песчаники и туффиты с брахиоподами, пелециподами, гастроподами и частями обугленных растений.

4. Туффиты и песчаники косослоистые, переходящие в средней части в конгломераты и валунники.

5. Песчаники известковые с многочисленными раковинами брахиопод, мшанок, пелеципод и фораминифер.

6. Туффиты и песчаники с брахиоподами. Многочисленная фауна, собранная как в описанном обнажении, так и в соседних с ним разрезах, позволила О. Л. Эйнору отнести рассматриваемую пачку пород к верхним горизонтам московского яруса среднего карбона.

И. И. Горский и И. Л. Тимофеева, также изучавшие эту фауну, высказались за ее верхнекаменноугольный возраст.

Хотя среднекаменноугольные отложения и сохранились на сравнительно небольшой площади, можно все же предполагать, что они присутствуют в разрезе наиболее погруженной части депрессии.

ЮРСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Поверхность палеозойских отложений в районе Джаркентской депрессии в конце палеозоя и в начале мезозоя подвергалась интенсивной денудации. К началу юрского периода как поверхность будущей депрессии, так и прилегающих к ней горных массивов была сnivelлирована до пологой волнистой равнины [10, 11]. Юрские осадки накапливались на широких площадях, изменялись в мощности только в зависимости от рельефа подстилающего их ложа. К началу накопления третичных отложений юрские породы подверглись, повидимому, значительной денудации, в связи с чем площадь распространения их значительно сократилась, особенно в области будущих горных сооружений. В осевой части депрессии, и в первую очередь в восточной ее половине, условия для сохранности юрских осадков были наиболее благоприятны.

В западной части Джаркентской депрессии юрские отложения обнажаются только у подножия Кетменского хребта на протяжении 15 км, где они залегают непосредственно на палеозое. Ширина их выходов не превышает 5 км. Юрские осадки изучались С. С. Шульцем [10, 11], Н. А. Волошиновой и М. Е. Воскобойниковым [2].

По материалам Н. А. Волошиновой в них выделяются три свиты (снизу вверх).

1. **Конгломератовая свита.** Красные, розовые или, реже, серые конгломераты с мелкой галькой, принадлежащей порфиристам, фельзитам, кварцу, роговикам и песчаникам. Мощность свиты 180 м. По данным М. Е. Воскобойникова, в слоях глинистого песчаника, залегающего среди конгломератов, встречены *Equisetites* и *Nilssonia vittaeformis* Ргуп., указывающие на нижнеюрский возраст свиты.

2. **Глинистая свита.** Внизу переслаивание красных, желто-серых и серых глин с песчаниками и конгломератами; сверху желтовато-серые сланцевые глины. Породы загипсованы. Содержат углистые примазки. Мощность свиты 155 м. В глинах встречены ракообразные, принадлежащие родам *Ketmenia* и *Iliella* [10, 11], а также растительные остатки в виде листьев и пыльцы, указывающие на нижнеюрский возраст свиты [2, 10, 11].

3. **Песчаная свита.** Желтые, розовые и белые средне- и крупнозернистые песчаники, известковистые, с редкой мелкой галькой местных пород. Мощность 230 м. С. С. Шульцем и Н. А. Волошиновой эта свита относится к юре. М. Е. Воскобойников [2] высказался за ее третичный возраст, хотя и не привел в пользу этого основательных доказательств.

За возможно более широкое распространение юрских отложений в южной части Джаркентской впадины, чем это указывается на современных картах, по Н. Г. Кассину [4], говорит то, что «в некоторых пунктах (около пос. Кольжат) были встречены пластообразные выработки (теперь

заваленные), откуда, по рассказам местных таранчей, раньше китайцами производилась добыча каменного угля».

В восточной части Джаркентской депрессии, уже на территории КНР, в районе г. Кульджи, юрские отложения достигают мощности 700 м и содержат мощные пласты углей [6].

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В послепюрское время область, тяготеющая к Джаркентской депрессии, подвергалась интенсивной денудации. Как отмечалось ранее, в это время была уничтожена и часть юрского покрова. Новый цикл седиментации, начавшийся в олигоцене, привел к накоплению мощной толщи рыхлых образований и определил современные контуры Джаркентской депрессии. Третичные породы чаще всего залегают непосредственно на палеозое и только вблизи Кетменского хребта — на юре. Наиболее полные разрезы третичных отложений можно наблюдать в северной части депрессии, где они изучались Н. Н. Костенко, Т. А. Мордвилко и нами. В настоящее время они изучаются сотрудниками Академии наук Казахской ССР.

В связи с тем, что третичные осадки Джаркентской депрессии накапливались в условиях интенсивного выноса обломочного материала с прилегающих горных массивов, наблюдается резкая дифференциация обломков по крупности в направлении от бортов впадин к ее середине. В бортовых разрезах депрессии преобладает грубообломочный неокатанный материал, а в центральных ее частях главную роль играют алевроитово-глинистые разности. В связи с этими особенностями осадконакопления общий характер третичных разрезов в меридиональном профиле резко меняется, что сильно затрудняет сопоставление между собой отдельных разрезов даже на незначительном расстоянии. Наиболее близкими к разрезу опорной скважины, повидимому, будут третичные отложения, обнажающиеся в горах Актау, примерно в 25 км западнее Борохудира. При изучении этого разреза он был нами расчленен на ряд свит, которые мы считаем возможным распространить и на разрезы других участков депрессии.

Самые нижние горизонты третичного разреза в Джаркентской депрессии представлены слоями песчаников небольшой мощности. Значительно полнее они развиты в западной половине Илийской впадины, в горах Большие Калканы и Малые Калканы, где обычно упоминаются под названием меловых отложений. Нами эта пачка песчаников выделяется как арасанская свита.

Арасанская свита. У юго-восточного склона гор Большие Калканы на сильно выветрелой толще вулканогенных пород палеозоя залегают пачка песчаников, в котором можно выделить два слоя.

1. Галечники, переходящие в конгломераты, серые, желтые и бурые с кусками окремненной древесины, мощность 7,0 м.

2. Пески кварцевые средне- и крупнозернистые желтые, бурые и красно-бурые, с линзами галечников и серой плотной глины. Для них характерно присутствие минералов тяжелой фракции, устойчивых к длительному переносу. Мощность песков 103 м. В нижней части слоя присутствует окремненная древесина.

В западной части гор Малые Калканы в аналогах арасанской свиты были встречены кости динозавров и панцыри черепах. Кости динозавров находятся в переотложенном состоянии и принадлежат меловым видам.

Как аналог арасанской свиты в Джаркентской депрессии мы рассматриваем песчаники в основании актауского разреза видимой мощностью 14 м.

Они представлены в нижней части обнаженного разреза светлосерыми и слабо уплотненными разностями кварцевого песчаника, грубозернистыми, с неправильными линзами гравийного материала преимущественно кварцевого состава. Выше лежит слой песчаника красновато-бурого, уплотненного, заключающего в нижней части черные бобовидные включения, возможно марганцовистые. Вверху разреза песчаники снова приобретают светлосерую окраску. В песчаниках встречаются кости, принадлежащие, по видимому, черепахам. В отмытом образце мелкие ископаемые встречены не были.

Алакульская свита. В юго-восточной части гор Большие Калканы выше арасанской свиты, с угловым несогласием в 12° , залегает глинистая пачка. Судя по остракодам и харовым водорослям, она принадлежит к средним горизонтам третичного разреза. К югу от хребта Малай-Сары, а также в западной части Илийской депрессии стратиграфически выше арасанской свиты залегают красноцветные глины, которые мы, до некоторой степени, условно параллелизуем с алакульской свитой северного склона Джунгарского Алатау. Аналогичное соотношение пород наблюдается и в разрезе горы Актау. Выше песков, сопоставляемых нами с арасанской свитой, без следов перерыва, залегает толща красновато-бурых плотных глин чистых и песчаных. Глины переслаиваются с многочисленными слоями светлосерых песчаников кварцевых, слабо уплотненных, от среднезернистых до гравийных. Выше по разрезу залегает пачка чередующихся буровато-красных и светлозеленых тонкослоистых глин. Закачивается свита светлозелеными глинами с пятнами глин сиреневой окраски, иногда разделенными прослоями чистого гипса. В алакульской свите встречены единичные оогонии харовых водорослей и неопределимые остатки остракод. Мощность свиты до 124 м.

Айдарлинская свита. На подстилающие породы эта свита ложится со стратиграфическим несогласием. В нижней части разреза она представлена косослоистыми песчаниками серовато-желтого и желтого цвета. Песчаники рыхлые от средне- до грубозернистых с неправильными линзами гравийного материала и со слоями галечника. В верхней части свиты преобладает серая окраска песчаников и почти совсем исчезает из разреза гравийный материал. Вблизи контакта с вышележащими глинами песчаники становятся более крепкими и в них появляются тонкие прослои вторичного карбоната. В средней части свиты проходит слой красно-бурого крепкого алевролита мощностью до 2,7 м. Ввиду преимущественно песчаного состава свиты поиски харовых водорослей и остракод в ней не производились. Мощность свиты 113 м.

Бастауская свита. Представлена характерной пачкой красно-бурых крепких загипсованных массивных алевролитов с редкими прослоями светлозеленых алевролитов. Харовые водоросли и остракоды не встречены. Мощность свиты до 74 м.

Коктальская свита. В нижней части сложена светлозелеными слоистыми алевролитами, заключающими слой гипса до 1,3 м мощности, пронизанными сетью тонких прожилков гипса. Выше лежит толща чередования светло- и темнозеленых алевролитов со слоями сиренево-серых и коричневых алевролитов. В верхней части разреза алевролиты приобретают внешний вид мергелей. В самой верхней части свиты появляются крепкие грубозернистые желтовато-серые песчаники. Мощность свиты до 141 м. Л. Е. Бодиной из коктальской свиты определены следующие виды остракод: *Ptyocypria* cf. *errabundis* M a n d., *I.* sp., *Cypria* (?) sp. ind., *Cyprinotus* ? cf. *via- lovi* S c h n., *Cypridopsis*? sp. ind.

Коктерекская свита. Совершенно постепенно кокतालская свита переходит в толщу чередования более светлых и более темных зеленовато-серых и серых мергелеподобных слоистых алевролитов (слои мощностью до 0,5 м). В этой однотипной толще прослеживаются слои бурого алевролита небольшой мощности. Отличием описываемой свиты от нижележащей является отсутствие в ней прослоев и прожилок гипса. Мощность свиты 83 м. Для коктерекской свиты характерно присутствие большого количества остракод, мелких моллюсков, неясных остатков рыб и оогоний харовых водорослей. Среди остракод Л. Е. Бодиной определены: *Ilyocypris manasensis* var. *cornae* Mand., *Cyclocypris regularis* Schn., *C. sp. ind.*, *Cypria*? sp., *Candonella* cf. *albicans* (Bradley), *Cyprinotus* cf. *vialovi* Schn., *Eucypris* sp., *Cyprideis littoralis* (Bradley), *C. torosa* Jones, *Cypridopsis*? *convexus* Bodina sp. n. Харовые водоросли, по определению Л. К. Лукс, представлены видами: *Chara kirghisorum* Lessing emend. Holler b., *Chara subcylindrica* Reid et Groves, *Chara* sp., *Tolypella headonensis* Reid et Groves. В самых верхних слоях разреза коктерекской свиты в горах Актау отмечено первое появление *Rotalia* ex gr. *becarii* (Linné), вида, обычно характерного для нижних горизонтов вышележащей минаретной свиты.

Минаретная свита. Отложения коктерекской свиты совершенно постепенно переходят в толщу чередования более светлых и более темных серых и зеленоватых алевролитов. Присутствуют слои сиреневато-серых песчаников, довольно крепких, среднезернистых, иногда заглипсованных. Вверх по разрезу алевролиты становятся более песчанистыми. Количество слоев песчаника в том же направлении увеличивается. Среди зеленовато-серых алевролитов появляются алевролиты коричневой окраски. Мощность свиты до 700 м. В ряде прослоев глинистого алевролита в разрезе Актау встречены остракоды, среди которых Л. Е. Бодиной определены: *Ilyocypris manasensis* Mand., *I. manasensis* var. *carneae* Mand., *I. aff. sp. N 1*, *Cyclocypris* sp. ind., *Cyprinotus* cf. *vialovi* Schn., *Eucypris* sp., *Cyprideis littoralis* (Bradley), *C. torosa* Jones. Харовые водоросли по определению Л. К. Лукс представлены *Chara stellifera* Stepanov. Очень характерно для минаретной свиты появление в самых нижних ее горизонтах *Rotalia* ex gr. *becarii* (Linné). В разрезах Койбына и Джамбыл-Бастау распространение этого вида довольно точно ограничено нижней пачкой минаретной свиты мощностью в 60 м. В разрезах Актау, как мы отмечали, *Rotalia* ex gr. *becarii* (Linné) появляется уже в самых верхних слоях коктерекской свиты. Вопрос о более раннем появлении этого характерного вида в актауском разрезе требует уточнения. Во всяком случае слои с *Rotalia becarii* (Linné) в разрезе Илийской впадины являются характерным маркирующим горизонтом и позволяют параллелизацию разрезов различных фациальных зон.

Койбынская свита. Со следами стратиграфического несогласия, а в некоторых случаях, может быть, и углового несогласия, на минаретную свиту ложится толща конгломератов, сцементированных грубозернистыми песками. К северу от с. Коктала, в разрезе Джамбыл-Бастау галька в конгломератах достигает 10 см в поперечнике. Представлена она различными местными изверженными и осадочными породами. Мощность свиты, по Б. С. Соколову, до 600 м.

Общая мощность третичного разреза для района Актау достигает 1945 м. Что касается возраста описанных выше свит, то определить его точно по имеющемуся небольшому палеонтологическому материалу еще трудно. По

аналогии с разрезами третичных отложений Зайсанской впадины и Джунгарии мы принимаем для арасанской и алакульской свит олигоценовый возраст, для айдарлинской и бастауской — нижнемиоценовый, для кокतालской и коктерекской — средне- и верхнемиоценовый, для минаретной нижней и среднеплиоценовой, а для койбынской — верхнеплиоценовый возраст.

По данным В. Н. Барбашиновой и Н. А. Пигулевского [1], выше толщи койбынских галечников и песков залегает пачка пород, изменяющаяся по составу от грубообломочных неокатанных галечников до суглинков. Они называют ее палево-желтой свитой. Встреченные в ней кости позвоночных позволяют относить ее к верхам верхнего плиоцена. Мощность свиты упомянутыми авторами не указывается.

Отложение третичных пород в большинстве случаев происходило в озерных пресноводных или слабо засоленных бассейнах. Характер осадков койбынской свиты скорее соответствует условиям сухих дельт.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Разрез четвертичных отложений в долине р. Или изучен еще слабо вследствие однообразия состава слагающих их песчано-глинистых пород.

II. ТЕКТОНИКА

В тектоническом отношении Джаркентская депрессия представляет глубокий межгорный прогиб с осью, сдвинутой к северной части впадины. Наибольшей глубины депрессия достигает в своей восточной части, уже на территории КНР. В западной половине глубина Джаркентской депрессии постепенно увеличивается с запада на восток и у государственной границы превышает 3500 м. По структурным признакам в ее пределах намечаются три зоны. На севере, вдоль поднятий Джунгарского Алатау протягивается полоса, шириной 30—35 км, интенсивно дислоцированных третичных и более древних отложений. К югу от нее лежит зона осевого прогиба, за которой, уже вдоль Кетменского хребта, намечается южная зона поднятий. В предгорьях Джунгарского Алатау третичные отложения собраны в складки близкого к широтному простиранию, для которых характерно резко выраженное асимметричное строение и наличие в ядрах палеозойских пород. В антиклиналях северные крылья обычно пологие, иногда почти горизонтальные, тогда как в южных крыльях наклонены до вертикального положения. Таким образом, складки в северной зоне Джаркентской депрессии представляют флексуобразные перегибы в толще третичных отложений, отражающие, повидимому, уступообразные нарушения в палеозойском субстрате. В западной части зоны в ряде антиклиналей палеозойские отложения были выведены на поверхность, что привело к образованию гор Кагу-тау и Дуван-тау. К востоку от р. Усека наблюдается общее погружение третичного покрова в сторону государственной границы. В ряде случаев флексуобразные перегибы по простиранию сменяются сбросами.

Граница перехода от зоны северных антиклиналей к центральному прогибу проходит примерно по южному крылу Актауской, Койбынской и Хоргосской антиклиналей или несколько южнее. В зоне центрального прогиба локальные тектонические нарушения геофизическими работами не обнаружены.

В связи со слабой обнаженностью южной части депрессии судить о тектонике южной зоны трудно. По косвенным геологическим данным и

геофизическим наблюдениям в полосе 20—25 км к югу от широтной линии, проходящей через с. Дубун, намечается резкое поднятие палеозойского субстрата, что заставляет рассматривать эту полосу как самостоятельную тектоническую зону.

Начало формирования Джаркентской депрессии, повидимому, относится к юрскому периоду. В настоящее время еще нет оснований утверждать, что тектонические движения в начале среднего карбона и в доюрское время были в какой-то мере локализованы на площади мезокайнозойской Илийской впадины. Следы отчетливых тектонических движений отмечаются между юрским и третичным периодами и на протяжении накопления третичных осадков. Наиболее значительные движения происходили в начале эпох олигоцена, миоцена, плиоцена и особенно интенсивные в верхнем плиоцене — на протяжении накопления койбынской свиты. Слабые движения, повидимому, проявлялись еще в конце плиоцена и в начале четвертичного периода.

Равнинный характер центральной части Джаркентской депрессии и отсутствие в ее пределах выходов дочетвертичных пород не позволяют установить особенности ее геологического строения.

РЕЗУЛЬТАТЫ БУРЕНИЯ ОПОРНОЙ СКВАЖИНЫ

Опорная скважина была заложена в осевой части Джаркентской депрессии, на правом берегу р. Или, в районе паромной переправы Борохудзира, в 3,7 км к востоку от нее (фиг. 1). Необходимых геологических предпосылок, в виде местных тектонических поднятий, для выбора места заложения скважины не было. По данным карты магнитных аномалий точка заложения опорной скважины приурочена к западной части Борохудзирской положительной аномалии, геологическая природа которой не выяснена. Судя по сейсмическим данным А. П. Гавеля, глубина залегания плотных пород, повидимому, палеозоя, в районе бурения опорной скважины определяется в 3000 м. Исходя из проектной глубины 3000 м опорная скважина должна вскрыть четвертичные, третичные, юрские, среднекаменноугольные и, возможно, нижнекаменноугольные отложения.

Заложению опорной скважины предшествовало бурение колонковой скважины № 1-Д глубиной 342 м. Бурение ее начато в декабре 1953 г. и окончено в апреле 1954 г. Ввиду большого количества в разрезе рыхлых пород, вынос керна при бурении этой скважины был небольшой, что не позволило составить полного описания пройденных отложений.

В июле 1954 г. было начато бурение Илийской опорной скважины № Р-1, которая на 1 января 1955 г. достигла глубины 1222 м. Верхняя часть разреза, освещенная колонковой скважиной, была пройдена без отбора керна. Ниже образцы пород отбирались регулярно. Вследствие большой рыхлости пород вынос керна из опорной скважины до глубины 514 м был незначительный. На большей глубине отбор керна увеличился.

По предварительным данным ниже глубины 100 м скважиной пройдены палео-Желтая и койбынская свиты третичного разреза. Обращает на себя внимание более мелкообломочный характер этих отложений по сравнению с подобными отложениями в более северных предгорных районах.

С глубины 514 м залегает однообразная толща, представленная чередованием песчаников, алевроитов и глин. Преобладают серые, голубые и зеленые цвета пород; встречаются и темнобурые глины. Породы известковистые, слабо сцементированные. Встречаются прослойки галечника и отдель-

ные гальки. До глубины 998 м попадают хорошо сохранившиеся раковины моллюсков, включения обломков угля и растительные остатки.

В интервале 1179—1189 м найдены мелкие моллюски. По аналогии с описанным ранее разрезом гор Актау, можно предположить, что большая часть описанной толщи относится к минаретной, а нижняя часть ее — к коктерекской свитам.

Проходка Илийской опорной скважины показывает, что ее фактический разрез довольно близок к проектному. Это позволяет надеяться, что при ее дальнейшем бурении будут вскрыты более низкие горизонты мезо-кайнозоя и выяснены условия их залегания.

ЛИТЕРАТУРА

1. Барбашинова В. Н. и Пигулевский Н. А. Пыльца юрской флоры в третичных отложениях Северного Тянь-Шаня. Изв. АН Казахск. ССР, № 124, сер. геол., вып. 17, 1953.
2. Воскобойников М. Е. Стратиграфия мезо-кайнозойских отложений северных предгорий Кетменского хребта. Изв. АН Казахск. ССР, № 103, сер. геол., вып. 13, 1951.
3. Ефремов И. А. Динозавровый горизонт Средней Азии и некоторые вопросы стратиграфии. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1944.
4. Кассин Н. Г. и другие. Материалы к гидрогеологии и т. д., вып. 6—7. Изд. Упр. Водн. хоз. на межнац. системах Средней Азии и Казахстана, 1916—1927 гг.
5. Крастников В. Н. История развития структуры и сейсмичность северного Тянь-Шаня. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3, 1954.
6. Мушкетов И. В. Краткий отчет о геологическом путешествии по Туркестану в 1875 году. Зап. СПб. мин. общ., II сер., ч. XII, 1877.
7. Сарычева Т. Г. Геологическое строение района Аяк-калканских терм. Сб. «Термы и газы Тянь-Шаня», изд. АН СССР, 1938.
8. Шлыгин Е. Д., Казанли Д. Н., Лавров В. В. Параллелизация третичных толщ равнинных и горных областей Казахстана. Вестн. АН Казахск. ССР, № 8, 1952.
9. Шнейдер Г. Ф. О возрасте континентальных кайнозойских отложений межгорных впадин Тянь-Шаня. ДАН СССР, т. 90, № 5, 1953.
10. Шultz С. С. Геологические исследования континентальных отложений части Илийской долины. Изв. Главн. геол.-разв. упр., т. 50, вып. 46, 1931.
11. Шultz С. С. К стратиграфии и тектонике Кетменского хребта. Труды Всесоюзн. геол.-разв. объедин., вып. 322, 1933.
12. Эйно О. Л. Средний карбон Джунгарского Алатау. Изв. АН СССР, сер. геол., № 4, 1953.

В. К. Василенко

ЗАЙСАНСКАЯ ВПАДИНА

Зайсанская межгорная впадина на севере ограничена Калбинским хребтом и южными отрогами Алтая, а на юге хребтами Тарбагатаем, Манраком и Сауром. С запада на восток Зайсанская впадина протягивается на 360 км. В западной части она имеет ширину около 130 км, а на востоке, вблизи государственной границы СССР — 80 км. Общая площадь Зайсанской депрессии составляет около 33 000 км², из них на территории СССР лежит 26 500 км². Небольшая восточная часть депрессии уходит в Китайскую Народную Республику.

По характеру рельефа Зайсанская депрессия представляет равнину со сравнительно небольшими колебаниями высот. В центральной ее части располагается оз. Зайсан, являющееся местным базисом эрозии, из которого на север вытекает р. Иртыш (фиг. 1). Наиболее низкие отметки, не считая долины р. Иртыша, лежат у оз. Зайсан. На общем фоне ровной поверхности Зайсанской впадины вдоль р. Черного Иртыша и по северному берегу оз. Зайсан проходит гряда одиночных гор, возвышающихся над окружающей местностью до 300 м. Эти горы представляют собой или локальные выходы на поверхность палеозойского субстрата, или участки с неглубоким его залеганием. Аналогичные горы-одиночки распространены и в южной части депрессии.

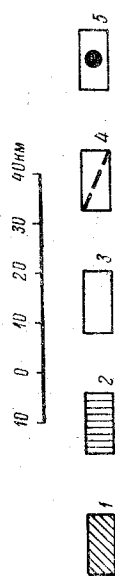
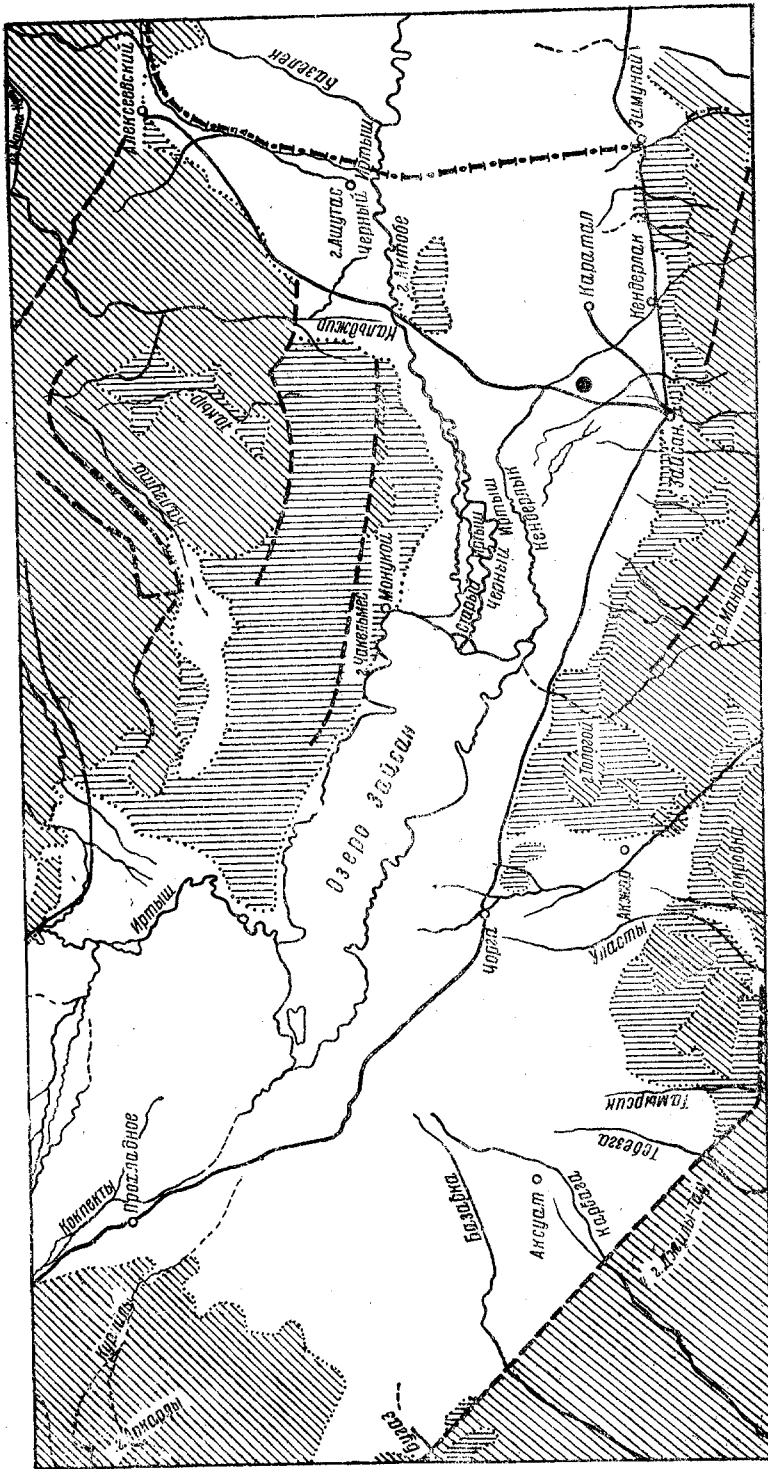
Зайсанская впадина на большей своей части покрыта молодыми третичными и четвертичными породами. По окраинам ее и вблизи палеозойских выступов появляются нижние горизонты третичного разреза, которые ложатся непосредственно на дислоцированный средний палеозой.

Юрские отложения в Зайсанской впадине встречены только на небольшом участке у северного подножия хр. Сайкана, на р. Сарыбулак. Более полно они представлены в хр. Сауре, в Кендерлыкской мульде.

Интересные в отношении угленосности и возможной нефтегазонасности верхнепалеозойские отложения известны только по южному борту депрессии в хр. Сауре (Кендерлыкская мульда) и Манраке, а также в западной части депрессии, вблизи с. Кокпекты. Небольшой их выход отмечен на горе Чакельмесе, на северном берегу оз. Зайсан.

В основании Зайсанской депрессии залегает дислоцированная вулканогенно-терригенная толща среднего палеозоя. От выпележающих пород она отделена угловым и стратиграфическим несогласием. Комплекс вулканогенно-терригенных пород среднего палеозоя рассматривается как фундамент впадины.

Нормальный разрез верхнепалеозойских, юрских и третичных отложений, заполняющих Зайсанскую и Кендерлыкскую депрессии, достигает мощности 6400 м.



Фиг. 1. Район расположения Зайсанской опорной скважины:
 1 — палеозойские отложения, 2 — третичные отложения, 3 — четвертичные отложения, 4 — сбросы, 5 — опорная скважина.

До последнего времени в структурном отношении были изучены только краевые части Зайсанской впадины, где установлено залегание фундамента на глубине до 300 м. На приподнятых участках отложения, заполняющие впадину, дислоцированы либо в форме местных складок, либо структур облекания. Тектоническое строение центральной части Зайсанской впадины не изучено. Для определения глубины залегания палеозойского фундамента в центральной части депрессии в 1942 г. (Ю. Н. Годин) и в 1952 г. (Д. В. Цветков) были проведены геофизические работы, которые установили его на глубине 1600 м. На юге, у г. Зайсана, и на севере, вдоль течения р. Черного Иртыша, опущенная часть впадины оказалась ограниченной круто наклоненными бортами. Разрез отложений, заполняющих впадину, а также характер их локальной тектоники геофизическими работами выяснен не был. Судя по данным о глубине залегания фундамента, можно было предполагать, что в центральной части Зайсанской депрессии, наряду с третичными, сохранились и более древние — юрские или верхнепалеозойские, отложения, которые могут представлять интерес при поисках нефти.

Первоначально В. П. Нехорошев, Д. В. Дробышев и Р. И. Вялова, а в последние годы геологи треста «Запсибнефтегеология» показали наличие ряда положительных признаков нефтеносности в Зайсанской и Кендерлыкской впадинах, вплоть до натечных битумов. Это заставило обратить серьезное внимание на Зайсанскую впадину как на наиболее крупную депрессию и с 1952 г. усилить в ее пределах буровые и геофизические работы.

С целью изучения разреза центральной части Зайсанской впадины было решено пробурить опорную скважину до глубины 3000 м. Место заложения скважины первоначально проектировалось на р. Сарыбулаке, в своде Двуречной антиклинали. Участок этот расположен в 5 км восточнее г. Зайсана, в 5 км к северу от выходов палеозоя в хр. Сауре. Два профиля колонковых скважин, пробуренных вдоль рр. Аксыра и Сарыбулака, показали, что в своде Двуречной антиклинали, на глубине 215—230 м, залегают эффузивы фундамента. Скважина № 3-К, пробуренная до глубины 403,25 м, прошла по эффузивам с 216,5 м и подошвы их не вскрыла.

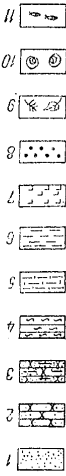
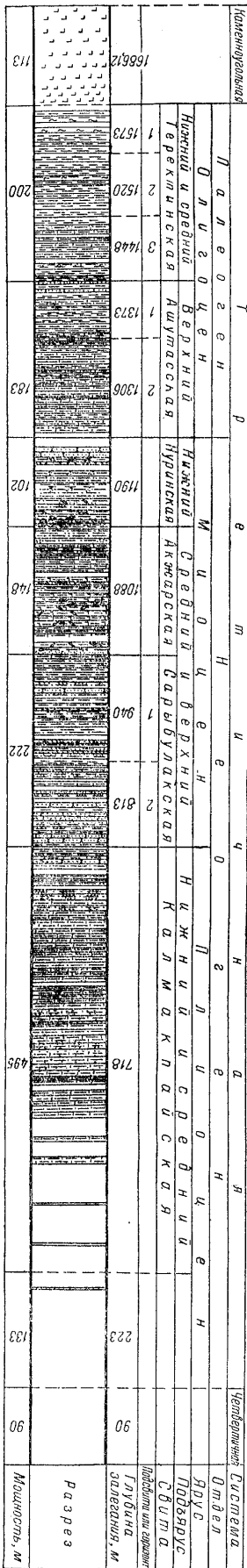
Результаты колонкового бурения на р. Сарыбулаке показали нецелесообразность заложения опорной скважины на своде так называемой Двуречной антиклинали. Было решено перенести место заложения опорной скважины ближе к осевой части депрессии. Судя по карте вертикальной составляющей магнитных аномалий и электроразведочному профилю, наиболее погруженная часть Зайсанской депрессии лежит в районе дд. Даирово и Мужиксу. Электроразведочный и сейсмический профили показали погружение в этом месте фундамента на 1600 м.

Трест «Запсибнефтегеология» предложил заложить Зайсанскую (Даировскую) опорную скважину в 20 км к северо-северо-востоку от г. Зайсана, на правом берегу одного из протоков р. Кендерлыка на полпути между дд. Даирово и Мужиксу. Бурение опорной роторной скважины было начато в декабре 1952 г.

Зайсанская опорная скважина вскрыла четвертичные, третичные и среднепалеозойские отложения (фиг. 2).

ТРЕТИЧНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения третичного возраста составляют основную часть разреза опорной скважины. Они вскрыты в интервале 90—1573 м. Согласно схеме стратиграфического расчленения третичных отложений, разработанной



Фиг. 2. Разрез Закавказской (Давровской) опорной связки № 3-р.
 1 — песок, 2 — песчанник, 3 — глинистые песчанник, 4 — кварциты, 5 — глина известняковая, 6 — глина, 7 — алевро-базальты, 8 — включения гидротермических марганца, 9 — рыхлые остатки, 10 — равнинный моллюсков, 11 — рабиде, остальн.

Заказ 1199.

автором для разрезов южной и северной окраин Зайсанской впадины, в опорной скважине выделяются плиоцен, миоцен и олигоцен, которые в свою очередь делятся на ряд местных свит. Возраст отдельных свит во многом еще условно устанавливается как на основании палеонтологических находок, сделанных в разрезах Зайсанской впадины, так и по материалам Джунгарии, где разрезы третичных отложений оказались очень близкими к зайсанским.

Плиоцен

По каротажным данным в верхней части разреза (гл. 90—223 м) выделяется пачка песчано-глинистых пород с более ясно выраженным чередованием песчаных и глинистых слоев, чем в нижележащих отложениях. Судя по одному образцу керна, поднятому с глубины 201,94 м, песчаные слои в рассматриваемом интервале представлены красно-бурым песчаником. Красная окраска пород сближает эти отложения с подстилающими слоями, но в то же время большое количество песчаников на глубине 90—223 м придает этому интервалу особую характеристику. Возможно, эта пачка будет соответствовать карабулакской свите.

Калмакпайская свита. С глубины 223 м, насколько можно судить по электрокаротажной кривой, начинается однообразная глинистая толща, которая прослеживается до глубины 718 м. Мощность ее равна 495 м. До глубины 400 м калмакпайская свита охарактеризована только единичными образцами. Глубже производился сплошной отбор керна.

Калмакпайская свита представлена красными и бурыми известковистыми алевритистыми глинами и в меньшей степени известковистыми глинистыми алевритами. Содержание извести в них достигает 20%, а в отдельных случаях повышается до 30%. В средней части свиты встречаются прослой мергеля. Среди глин залегают прослой разнозернистого песка и слои валуников из изверженных пород, мощностью до 0,6 м. Отдельные гальки изверженных пород встречаются и в глинах. По всей свите прослеживаются известковистые включения серого и белого цвета, различной формы и размера. В основании свиты, на глубине 693—718 м, намечается как бы переходный горизонт к отложениям нижележащей свиты. В нем преобладают глины и алевриты красно-бурого цвета, но среди них еще сохраняются слои серого слоистого алеврита и песка. Мощность этого переходного горизонта 25 м.

Калмакпайская свита характеризуется сравнительно невысоким содержанием минералов тяжелой фракции, не превышающим 2,2%. Характерным для рассматриваемых отложений является присутствие лимонита и обломков кремнистых пород. В отличие от нижележащих пород в них устанавливается отсутствие ставролита и пониженное содержание эпидота, циркона и слюды. Минералогическая характеристика переходного горизонта, залегающего в основании свиты, имеет промежуточный характер. В нем появляется лимонит и исчезает ставролит, но еще присутствует в значительных количествах эпидот, циркон и слюда. Выше переходного горизонта появляются и обломки кремнистых пород, очень характерные для калмакпайской свиты. В целом калмакпайская свита представляет выдержанную в петрографическом отношении толщу, значительно отличающуюся от пород подстилающих ее свит.

Органические остатки в калмакпайской свите не встречены. Исследование большого числа образцов на микрофауну и пыльцу также не дало положительных результатов.

Возраст свиты нами, до некоторой степени, условно определяется как нижний и средний плиоцен. Характерным для красноцветной толщи Зайсанской впадины является присутствие остатков гиппарионов.

Миоцен

В миоценовых отложениях, которые были вскрыты в скважине на глубине от 718,0 до 1373 м и имеют мощность 655 м, выделяются три свиты (сверху вниз): сарыбулакская, акжарская и нуринская. Первая и последняя из упомянутых свит делится еще на два горизонта.

Сарыбулакская свита была пройдена в интервале 718—940 м. Ее мощность 222 м. По сравнению с нижележащей свитой она имеет более песчаный состав и представлена серыми известковистыми песчано-алевритовыми глинами, песчано-глинистыми алевритами, песчаниками и песками преимущественно мелкозернистого состава. По соотношению в разрезе песчаных и глинистых пород сарыбулакская свита отчетливо делится на два горизонта. В верхнем горизонте, мощностью 95 м (718—813 м), преобладают песчаные породы, на долю которых, по электрокаротажным данным, приходится 60% разреза. Минералогический состав этого горизонта характеризуется повышенным содержанием зерен зеленой роговой обманки, слюд и в некоторых прослоях ставролита.

В нижнем горизонте, мощностью 74,0 м (813—940 м), содержание песчаных пород сокращается до 30%. Минералогический состав его, как и нижележащих свит, еще не изучен.

Органическими остатками сарыбулакская свита Зайсанской впадины бедна. В опорной скважине нами не было обнаружено никаких находок. На южном борту впадины, на р. Сарыбулаке Е. И. Беляевой в песках верхнего горизонта был найден рог *Stephanocemas*, указывающий на вероятную принадлежность этих слоев к верхнему миоцену.

Акжарская свита пройдена на глубине от 940 до 1088 м. Мощность ее 148 м. Она сложена преимущественно светлосерыми и зеленовато-серыми алевритистыми глинами и алевритами; содержит редкие прослои песков и песчаников. Породы известковистые только в отдельных прослоях.

Органическими остатками акжарская свита охарактеризована сравнительно богато. В ней были встречены моллюски, остракоды, остатки десятиногих раков, остатки рыб, диатомовые водоросли и оогонии харовых водорослей. Среди остракод Л. Е. Бодиной были определены: *Cypria?* sp. juv., *Candona* sp., *Candonella marcida* Mand., *C. dairovoensis* Bodina sp. n., *Cyprinotus* sp. ind., *Eucypris* sp., *Darwinula kenderlykensis* Bodina sp. n., *Limnocythere prasolowi* Bodina sp. n., *L.* cf. *cinctura* Mand.

По заключению В. С. Пешуковой среди диатомовых водорослей присутствуют *Melosira islandica* subsp. *helvetica* O. Müll., *Cyclotella comta* (Ehrenb) Ktz., *Fragilaria* sp. и *Cymbella ventricosa* Ktz. Ископаемые организмы возраст пород не определяют, но все же дают указание на пресноводный характер бассейна акжарского времени. Возраст акжарской и сарыбулакской свит по их положению в разрезе определяется как средне- и верхнемиоценовый. Возможно, акжарская свита включает и верхнюю часть нижнего миоцена.

Нуринская свита. Под названием нуринской свиты И. Г. Левченко предложил выделить в разрезе третичных отложений Зайсанской впадины толщу алевролитов и песков, непосредственно подстилающих акжарские глины. В опорной скважине нуринская свита пройдена на глубине 1088—

1190 м. Мощность ее 102 м. Представлена она глинами серыми и зеленовато-серыми, известковистыми, алевролитистыми, плотными, с присыпками песка на плоскостях наложения и светлосерыми слюдистыми плотными алевролитами. В нижней части отмечаются светлосерые мелкозернистые слюдистые пески. Из органических остатков в нуринской свите встречаются обломки остракод, косточки рыб и на глубине 1160—1167 м, по определению Т. Н. Байковской, листья вяза. Характерно также присутствие значительного количества спор и пыльцы широколиственных деревьев.

В ряде разрезов вблизи южного и северного бортов Зайсанской впадины нуринская свита представлена песками. В основании ее отмечаются галечники. Нижнемиоценовый возраст свиты определяется по сопоставлению ее с разрезами соседних районов.

Олигоцен

Ашутасская свита пройдена на глубине 1190—1373 м. Мощность ее 183 м. По петрографическому составу она отчетливо делится на два горизонта — верхний и нижний.

Верхний горизонт (1190—1306 м) имеет мощность 116 м. Он выражен зелеными и голубовато-зелеными глинами, в некоторых прослоях буровато-розовыми и красными. Характерную особенность этого горизонта составляет повышенное содержание в нем карбонатов как в рассеянной форме, так и в виде включений порошковидного кальцита. В нижней части горизонта отмечены косточки рыб, раковины моллюсков и обугленные растительные остатки.

Нижний горизонт (1306—1373 м) достигает мощности 67 м. Он представлен зелеными и светлозелеными плотными глинами, слюдистыми, местами алевролитистыми. В нижней своей части горизонт содержит прослой зеленовато-серого песчаника. В средней его части найдены обугленные растительные остатки. По всему разрезу горизонта в большом количестве присутствуют споры и пыльца. Пыльца принадлежит преимущественно широколиственным деревьям.

Отчетливое деление ашутасской свиты на два горизонта наблюдалось и в юго-восточной части депрессии, особенно в разрезе по р. Калмакпаю. Характерную особенность рассматриваемой свиты составляет наличие в ней большого количества растительных остатков (гора Ашутас и др.), которые определяют ее верхнеолигоценный возраст.

Теректинская свита в опорной скважине пройдена на глубине 1373—1573 м и имеет мощность 200 м. Представлена она преимущественно глинами и алевролитами малиново-красного, зеленого и коричневого цветов. По различной окраске пород свита делится на три горизонта: верхний (3), средний (2), нижний (1) (фиг. 2).

Верхний горизонт (1373—1448 м), мощностью 75 м сложен глинами зелеными, серо-зелеными и светлосерыми с пятнами бурой и красной глины. Породы комковатые, песчанистые, слюдистые. В средней части горизонта глины содержат включения гипса.

Средний горизонт (1448—1520 м), мощностью 72 м, представлен глинами желто-бурными и буровато-красными, пятнистыми, песчанистыми, слюдистыми, с редкими прослоями желто-бурого алевролита.

Нижний горизонт (1520—1573 м), мощностью 53 м, выражен глинами кирпично-красными и красно-бурными, крепкими, комковатыми, слюдистыми. В верхней части горизонта встречаются слои светлосерой глины. В глинах проходят прослойки желтовато-серого алевролита и песчаника.

Из основания этого горизонта, с глубины 1569—1573 м, керн не был поднят. Поэтому соотношение теректинской свиты с подстилающими ее породами по керну прослежено не было. Нижняя граница ее на глубине 1573 м была отбита по изменению характера работы бурового инструмента. Исходя из того, что из основания свиты керн поднят не был, можно предположить, что в низах ее залегают рыхлые пески и, возможно, гравий.

Особенностями разреза теректинской свиты в опорной скважине являются: исключительное преобладание глин, слабая загипсованность разреза, незначительное распространение песков и песчаников и, как показывает описание керна скважины, отсутствие включений гидроокислов марганца.

Олигоценый возраст свиты определяется путем сопоставления ее разреза с третичными отложениями Джунгарии, а также по соотношению с вышележащими породами.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

С резким стратиграфическим несогласием на глубине 1573 м третичные отложения подстилаются палеозойскими эффузивами. С 1573 до 1686,12 м (забой) скважина вскрыла неясно слоистую толщу андезито-базальтов, подвергшихся сильному вторичному изменению. Судя по керну, это зелено-серая пятнистая плотная крепкая порода, с многочисленными миндалинами кальцита и цеолитов. В пустотах ее встречаются жеоды кальцита и кварца. Породу пронизывают жилки кальцита. В верхних 20 м разреза андезито-базальты часто приобретают вишнево-красный цвет, что, по видимому, связано с их вторичным изменением в зоне выветривания. Исследование под микроскопом показало, что в разрезе палеозоя развиты исключительно породы типа андезито-базальтов с бластофировой структурой. Порода сложена комплексом вторичных минералов — хлорита, серицита, соссюрита, вторичного микрокварцита (халцедона) и бурых продуктов пелитизации. На отдельных участках сохраняются реликты афитовой структуры. Судя по основному характеру пород, палеозойские отложения Зайсанской опорной скважины можно условно параллелизовать со свитой андезито-базальтов, широко развитой в хр. Сауре и приуроченной к основанию разреза Кендерлыкской мульды. Возраст этой свиты условно определяется как средне- и верхнекаменноугольный. Это дает основание рассматривать и эффузивы опорной скважины так же, как породы средне- и верхнекаменноугольного возраста.

* * *

Зайсанская (Даировская) опорная скважина была первой глубокой скважиной в Зайсанской впадине. Уже одним этим объясняется исключительная ценность данных, полученных при ее проходке. В результате бурения было установлено, что третичные отложения в осевой части впадины фациально не меняются по сравнению с разрезами ее бортовых частей и только значительно увеличиваются в мощности. Это особенно касается миоценовых и плиоценовых отложений. Значительное сходство третичные отложения опорной скважины обнаружили с разрезом по р. Калмакпаю у южного борта впадины. В детально изученном разрезе глубокой скважины удалось уточнить границы между свитами третичного разреза и в ряде случаев разделить свиты на горизонты.

Исключительно интересным оказался факт выпадения из разреза центральной части впадины юрских и большей части верхнепалеозойских отло-

жений. Налегание третичных отложений непосредственно на андезитобазальтовую свиту не позволяет рассматривать Зайсанскую впадину как область устойчивого прогибания на протяжении мезозоя и в начале палеогена. В отдельные моменты истории вместе с прилегающими к ней площадями она представляла область интенсивной денудации. В то же время нет оснований предполагать, что юрские и верхнепалеозойские отложения были удалены на всей площади Зайсанской впадины. Вполне вероятно, что они сохранились в наиболее глубоко прогнутых ее частях к северо-западу от г. Зайсана и у западного окончания оз. Зайсан.

Опорная скважина подтвердила наличие в Зайсанской межгорной депрессии глубокой впадины, испытывавшей устойчивое погружение, начиная со среднего олигоцена. Повышенная мощность в опорной скважине миоценовых и плиоценовых отложений указывает также на то, что осевая часть впадины испытала наибольшее прогибание.

Широкий круг геологических вопросов, который удалось решить бурением Зайсанской опорной скважины, является значительным вкладом в познание межгорных впадин Восточного Казахстана и связанных с ними полезных ископаемых.

ЛИТЕРАТУРА

1. Б е л я е в а Е. И. О новой находке *Stephanoceras* в Зайсанской котловине. Труды Палеонт. ин-та АН СССР, т. XX, «Памяти академика А. А. Борисяка», 1949.
2. В е л и к о в с к а я Е. М. Геологическая история южного и западного Алтая в кайнозойское и формирование древних долин. Труды Томского Гос. ун-та им. В. В. Куйбышева, т. 132, 1954.
3. Н е й б у р г М. Ф. О материалах Ашутасской экспедиции Геологического музея Академии наук. ДАН СССР, № 20—21, 1928.
4. Н е х о р о ш е в В. П. Материалы к познанию кайнозойской истории Зайсанского края. Труды Главн. геол.-разв. упр., вып. 66, 1931.
5. Н е х о р о ш е в В. П. Хребет Саур. Очерки по геологии Сибири. Изд. Инст. геологии АН СССР, вып. 9, 1941.

В. С. Муромцев

КУЗНЕЦКАЯ ВПАДИНА

Настоящий очерк представляет собой краткую сводку основных результатов, полученных при обработке Ермаковской и Борисовской опорных скважин за период с 1952 по 1955 г.

Кроме материалов, собранных автором, в очерке использованы данные, полученные коллективом геологов, палеонтологов и геохимиков Сибирского филиала ВНИГРИ: И. А. Вилланом, С. И. Громовым, Н. В. Дорофеевым, С. М. Домрачевым, О. Г. Жеро, Г. Н. Карцевой, Л. Е. Козловой, Л. С. Кропаниной, А. В. Кутуковым, Р. М. Лозовским, Н. С. Лебедевой, С. П. Микуцким, В. А. Светловой, В. Б. Тризной и В. Б. Цирлиной при полевых исследованиях за период с 1951 по 1953 г. Автором были использованы также литературные и фондовые работы геологов, занимающихся изучением Кузнецкого бассейна. Среди них следует отметить работы Е. А. Барс, Н. М. Белянина, Н. Е. Вербицкой, Э. М. Сендерзона, И. Э. Зоммер, П. С. Лазуткина, А. П. Ротая, М. А. Ржонсницкой, А. В. Тыжнова, Л. Я. Халфина, С. И. Шкорбатова, В. Д. Фомичева, В. И. Яворского и ряда других исследователей, внесших значительный вклад в изучение геологического строения Кузнецкого бассейна.

При написании настоящей работы автор испытывал значительные затруднения, связанные, во-первых, с необходимостью изложения большого фактического материала в небольшой по своему объему статье, а во-вторых, с тем, что отдельные вопросы геологии Кузнецкой впадины до настоящего времени освещены недостаточно.

В связи с этим автор ни в коей мере не претендует на исчерпывающую полноту излагаемого материала. Целью настоящего очерка является лишь краткое ознакомление со стратиграфией, геологическим строением и элементами тектоники описываемого региона.

Кузнецкий бассейн находится у юго-восточной окраины Западно-Сибирской низменности и представляет собой замкнутую со всех сторон впадину, выполненную осадочными породами палеозоя, мезозоя и частично кайнозоя; она занимает площадь 26 700 км² и протягивается в длину на 330 км и ширину на 110 км. По своим очертаниям эта впадина напоминает неправильный четырехугольник, ориентированный своими длинными сторонами с северо-запада на юго-восток (см. фиг. 8). Северо-восточной границей Кузнецкой впадины служит хребет Кузнецкого Ала-тау, юго-западной — Салаирский кряж. С юго-востока она ограничена сходящимися отрогами этих горных сооружений, известных под названием Горной Шории.

Северо-западная граница впадины образована выгнутыми к юго-востоку дугами Колывань-Томской складчатой области; породы, слагающие эту область, надвинуты на отложения, выполняющие Кузнецкую впадину.

Такая конфигурация обусловлена тектоническим строением впадины, выразившейся в выпуклости ее границ в сторону движения горных масс.

Горные хребты Кузнецкого Ала-Тау, Салаира и Горной Шории образованы мощными толщами интенсивно перемятых и сильно метаморфизованных кембрийских и силурийских отложений, прорванных магматическими телами; возраст этой складчатости определяется как каледонский. В герцинскую эпоху каледонский фундамент впадины был усложнен, а местами полностью преобразован. С угловым несогласием на породах фундамента залегают девонские, каменноугольные, пермские, триасовые и юрские отложения, собранные в более спокойные складки. По направлению к периферии степень дислоцированности пород постепенно увеличивается и по окраинам впадины, кроме пликативной складчатости, развиты дизъюнктивные дислокации.

Не касаясь сложной и весьма обширной истории геологических исследований Кузбасса, обратимся непосредственно к рассмотрению интересующего нас вопроса — развития нефтепоисковых работ.

В Кузнецком бассейне впервые битумы были обнаружены в виде прожилков асфальтитов Ю. А. Кузнецовым (1925 г.) в районе Крапивинского купола у д. Симоновой. В последующие годы при разведке Барзасских углей в девонских отложениях также отмечались многочисленные находки асфальтитов и полужидких битумов, на которые тогда не было обращено должного внимания.

Вопрос о возможности нахождения нефти в Кузнецком бассейне был поднят академиком И. М. Губкиным в 1932 г. В последующие годы в Кузбассе проводил исследования партии Нефтяного института, которые занимаются сбором битумов в районе пос. Барзас и на Крапивинском куполе, однако большинство собранных материалов осталось не обработанными.

В 1935 г. Западно-Сибирское геологическое управление начинает проводить в северо-восточной части Кузбасса буровые работы на наиболее перспективных структурах. Работы проводились группой геологов под общим руководством А. В. Тыжнова. В ряде скважин на Невской структуре были встречены асфальтиты и полужидкие битумы.

В 1937 г. на Конохтинской структуре начато колонковое бурение, которое установило наличие меридионального надвига. В скважине № 1-К были встречены асфальтиты и жидкие битумы.

В 1938 г. заложена скважина № 6-К в районе с. Бердовки, показавшая значительную обогащенность битумами разреза девона и карбона. Эти битумы, по данным анализов, имели нефтяную природу. Кроме этого, девонские отложения содержали газы азотного и азотно-углеводородного типа и минерализованные воды, близкие по химическому составу к водам нефтяных месторождений. Одновременно с бурением скважин проводились геологосъемочные и геофизические работы к югу от с. Бердовки в районе с. Ермаки, т. е. в области погружения пород девона и карбона в сторону Заломненской депрессии.

В результате этих работ было выявлено Ермаковское поднятие, на котором в 1940 г. началось структурное бурение, закончившееся в 1950 г. Бурение подтвердило наличие пологой антиклинальной структуры. В 1949 г. на этой структуре была заложена Ермаковская опорная скважина с проектной глубиной в 2800 м. Основанием к ее заложению послужили следующие причины: наличие в северо-западной части Кузбасса, и особенно в скважине № 6-К, многочисленных находок жидких и твердых битумов, благоприят-

ная структура, слабая изученность разреза девонских отложений, неясность глубинного строения этого района.

В сентябре 1953 г. бурение Ермаковской опорной скважины прекращено на глубине 1586 м в красногорской толще нижнего девона. Скважиной вскрыты низы угленосных отложений, карбон, большая часть девона (фиг. 1).

Вторая опорная скважина была заложена в центральной части Кузбасса в районе с. Борисово. Здесь в 1935—1936 гг. П. И. Васюхичевым была установлена антиклинальная складка, вытянутая в меридиональном направлении и получившая затем название Борисовской. Сравнительная близость ее к району Крапивинского купола, где были обнаружены битумы, послужила основанием к признанию перспективности структуры и постановке на ней колонкового бурения, которое было начато в 1949 г. Бурение уточнило геологическое строение площади, а в ряде скважин было отмечено наличие горючего газа и минерализованных вод. Благоприятная структура газо- и водопроявления в поисковых скважинах, наличие битумов в Крапивинском районе, полная неизученность глубинного строения и стратиграфия центральной части бассейна послужили основанием к заложению Борисовской опорной скважины. В настоящее время забой скважины находится в отложениях кузнецкой свиты.

СТРАТИГРАФИЯ

В строении Кузнецкой впадины участвуют отложения среднего и верхнего палеозоя — девона, карбона и перми, — представленные чередованием морских, континентальных и лагунных образований, а также осадками речного и озерно-болотного типов (угленосная толща). В самых центральных частях Кузнецкого бассейна развиты континентальные мезозойские отложения триаса и юры.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Девонские отложения прерывистой полосой окаймляют со всех сторон Кузнецкую впадину. Они представлены всеми тремя отделами: нижним, средним и верхним.

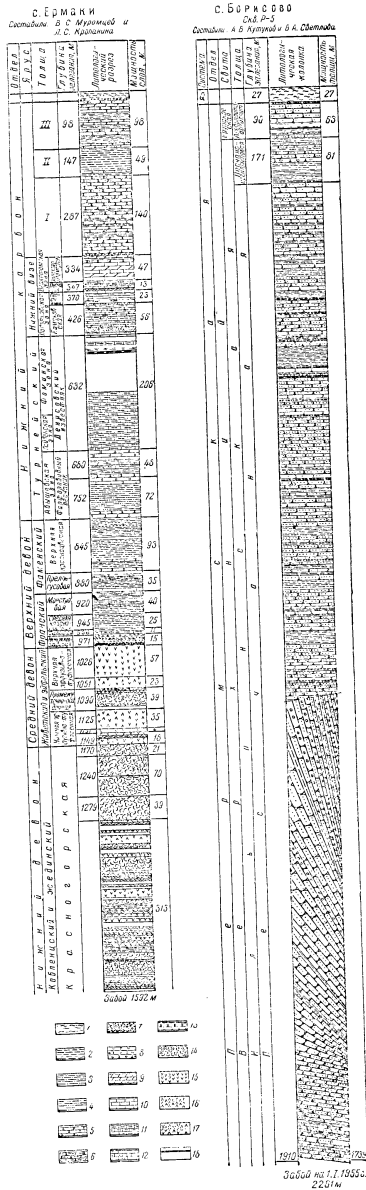
Нижний девон. Нижнедевонские отложения выходят на дневную поверхность на северо-восточной, юго-восточной и юго-западной окраинах Кузнецкой впадины.

В этих отложениях нами выделяются две фациальные разновидности. Первая из них, развитая на северо-восточной и юго-восточной окраинах, представлена красноцветными и эффузивно-туфогенными отложениями и выделяется условно под названием «восточного типа».

На северо-восточной окраине эти отложения известны под названием красногорской толщи, на юго-восточной — под названием тельбесской свиты.

Вторая фациальная разновидность пород, развитая вдоль юго-западной окраины, выделяется под названием «западного типа». Она образована преимущественно карбонатными отложениями, содержащими типично морскую фауну. Возрастными аналогами красногорской толщи и тельбесской свиты на этой окраине являются крековские и пестеревские слои.

Отложения нижнего девона в пределах Кузнецкой впадины со следами размыва залегают на различных по возрасту горизонтах (S_{m1} , S_1 и S_2).



Фиг. 1. Разрезы ороных сваями Кузнецкой степи:
 1 — суглинки, 2 — арсеналы, 3 — алевролит, 4 — алевролит порфиристый,
 5 — песчаный, 6 — песчаный глинистый, 7 — порфирит, 8 — конгломерат,
 9 — мергель, 10 — известняк, 11 — известняк гипсовый,
 12 — известняк известняк, 13 — доломит, 14 — гурзель, 15 — корфит,
 16 — диабаз, 17 — диабазовый порфирит, 18 — известняк угловый.

20 мая 1935.

Наиболее полно отложения нижнего девона «восточного типа» (красногорская свита) изучены по материалам Ермаковской опорной скважины (см. фиг. 1). Эта свита впервые была выделена в 1936 г. А. В. Тыжновым по имени Красной Горы у пос. Дмитриевского. Детальное изучение разреза позволило выделить следующие пакки (снизу вверх).

Первая пакка характеризуется повторением в определенной последовательности слоев, сложенных пирокластическими, изверженными и осадочными породами, соответствующих фазам усиления и ослабления вулканической деятельности. Каждая такая группа слагается в нижней своей части слоем карбонатизируемого туфа, затем следует изверженная порода, представленная обычно плагиоклазовыми порфиритами от кислого до основного состава, затем туфо-лавы и ожелезненные туфы. В кровле каждой группы слоев залегает прослой осадочной породы (алевролиты и аргиллиты). Мощность 317 м.

Вторая пакка образована преимущественно туфовым материалом, представленным чередованием прослоев ожелезненного и карбонатизированного туфа. Изредка отмечаются прослой плагиоклазовых порфиритов и альбитофинов (?). Мощность 39 м.

Третью пакку слагают туфо-лавы. Туфы встречаются в подчиненном количестве в нижней части пакки. Мощность 70 м.

Четвертая пакка представлена туфами, чередующимися с маломощными прослоями порфиритов среднего состава. Мощность 21 м.

К северу от с. Ермаки породы красногорской толщи вскрыты скважиной № 6-К у с. Бердовки и разведочными канавами у с. Дмитриевки, расположенного еще далее на север. В последнее время кровлю этой свиты вскрыла невская скважина № 3-Р на глубине 1818 м.

К югу красногорская толща обнажается в районе Крапивинского купола, где она с угловым несогласием залегает на кембро-силурийских известняках. Основную массу пород этой толщи составляют красноцветные конгломераты, сложенные валунами и галькой разнообразных по литологическому составу пород. Характерно полное отсутствие слоистости и отсортированности обломочного материала. Изредка прослеживаются прослой алевролитов и песчаников с остатками флоры плохой сохранности. Осадочные породы кое-где прорваны интрузивными телами. В районе бассейна р. Н. Терси отложения, соответствующие по возрасту красногорской толще, отсутствуют, и на эффузивах кембрия и силура с размывом залегают породы, условно относимые к верхнему девону.

На юго-восточной окраине Кузбасса красногорской толще по возрасту соответствует тельбесская свита, установленная М. А. Усовым в 1927 г.; объем ее был уточнен Б. П. Батуриным в 1936 г.

Г. Н. Карцевой в 1953 г. удалось проследить отложения тельбесской свиты по всей юго-восточной окраине Кузбасса. Наиболее полно представлены они в бассейне р. Кондомы (660 м), где, как и в других пунктах, эти отложения трансгрессивно залегают на породах кембрия и силура (фиг. 2).

В тельбесской свите выделяются четыре толщи: в основании конгломератово-туфогенная (30 м), затем следует пестроцветная, представленная малиновыми аргиллитами, песчаниками и туфами (200 м); эта толща вверх по разрезу сменяется мергелистой толщей (80 м), образованной туфогенными и карбонатными породами. Разрез тельбесской свиты заканчивается эффузивной толщей (350 м), слагаемой в основной своей массе эффузивными породами и их туфами. К востоку, в бассейне р. Бель-Су, мощность тельбес-

ской свиты сокращается. В ряде мест (с. Бердовка, Крапивницкий купол, р. Кондома) в аналогах описываемой свиты встречены растительные остатки нижнедевонского облика, что дает основание, пока условно, выделять эти отложения как нижнедевонские (флора в настоящее время еще полностью не изучена). Общая мощность тельбесской свиты колеблется от 150 до 660 м.

Как уже было отмечено выше, отложения нижнего девона в фации «западного типа» представлены карбонатными породами. Разрез начинается с так называемых крековских слоев, образованных темносерыми, серыми и коричневыми, местами с битуминозным запахом, известняками с обильной фауной, указывающей на принадлежность их к нижнему девону (жединскому ярусу). Крековские слои местами залегают без видимого перерыва на силурийских известняках (остракодовая свита) и выделяются на основании палеонтологических данных. В разрезе у с. Кулебакина они подстилаются кембрийскими известняками. Мощность крековских слоев в районе с. Костенкова составляет 950 м; к северу она уменьшается до 280 м.

В районе г. Гурьевска обнажаются пестеревские слои, также сложенные светлосерыми и серыми известняками, согласно залегающими на крековских слоях. Они отличаются от последних только по фауне. На основании изучения последней пестеревские слои относятся к кобленцкому ярусу нижнего девона. Мощность их, по М. А. Ржонсницкой, около 100 м, по Г. Н. Карцевой — 100—275 м.

Средний девон. В пределах Кузнецкой впадины породы среднего девона обнажаются на северо-восточной, юго-восточной и юго-западной окраинах.

В отложениях этого возраста, так же как и в осадках нижнего девона, выделяются две фациальные разновидности.

К первой («восточный тип») относятся образования, развитые вдоль юго-восточной и северо-восточной окраин. Они представлены здесь осадочными породами дмитриевско-перебойской и барзасской толщ в северной части Барзасского района; лебедянскими слоями Анжеро-Судженского района и преимущественно эффузивно-туфогенными отложениями (антроповская и абрамовская свиты, развитые в южной части впадины, и эффузивно-туфогенная толща, выделяемая в южной части Барзасского района и на Крапивинском куполе).

Подразделить эти отложения на ярусы не представляется возможным из-за недостатка палеонтологических данных.

Ко второй разновидности («западный тип») относятся породы, развитые вдоль юго-западной окраины Кузбасса. Они представлены нормально осадочными карбонатными и терригенными отложениями с типично морской фауной.

Наличие многочисленной фауны позволяет выделить в пределах этой окраины эйфельский и живетский ярусы.

Почти во всех разрезах средний девон залегают со следами размыва на породах нижнего девона.

«Восточный тип»

В разрезе Ермаковской опорной скважины к среднему девону относится эффузивно-туфогенная толща. В нижней своей части она сложена серыми порфиритами, переходящими на отдельных участках в миндалекаменные порфириты (миндалефиры), альбитизированные порфириты, порфириновые базальты, туфы и туффиты. Мощность 60 м.

Средняя часть представлена бурыми и желтовато-серыми каолинизированными туфами и туффитами, туфоконгломератами, туфопесчаниками и аргиллитами. Мощность 39 м.

Верхняя часть слагается породами, близкими по составу к нижней части толщи. Наиболее характерными являются порфириты, миндалефиры и палеобазальты. Мощность 80 м.

Аналогичные толщи выделены и в Бердовском разрезе; следует лишь отметить некоторое сокращение мощности среднего девона в скважине № 6-К. В Барзасском районе среднедевонские отложения представлены дмитриевско-перебойской толщей, отсутствующей в Ермаковской и Бердовской скважинах. Сложена она желтовато- и зеленовато-серыми аргиллитами, алевролитами, песчаниками и конгломератами с пачкой в 60 м мощности битуминозных известняков и горючих сланцев, по данным А. В. Тыжнова, сплошь пропитанных битумом. Местами отмечаются прослой «барзасских углей». К северу и югу описываемая толща, повидимому, замещается эффузивно-туфогенной толщей.

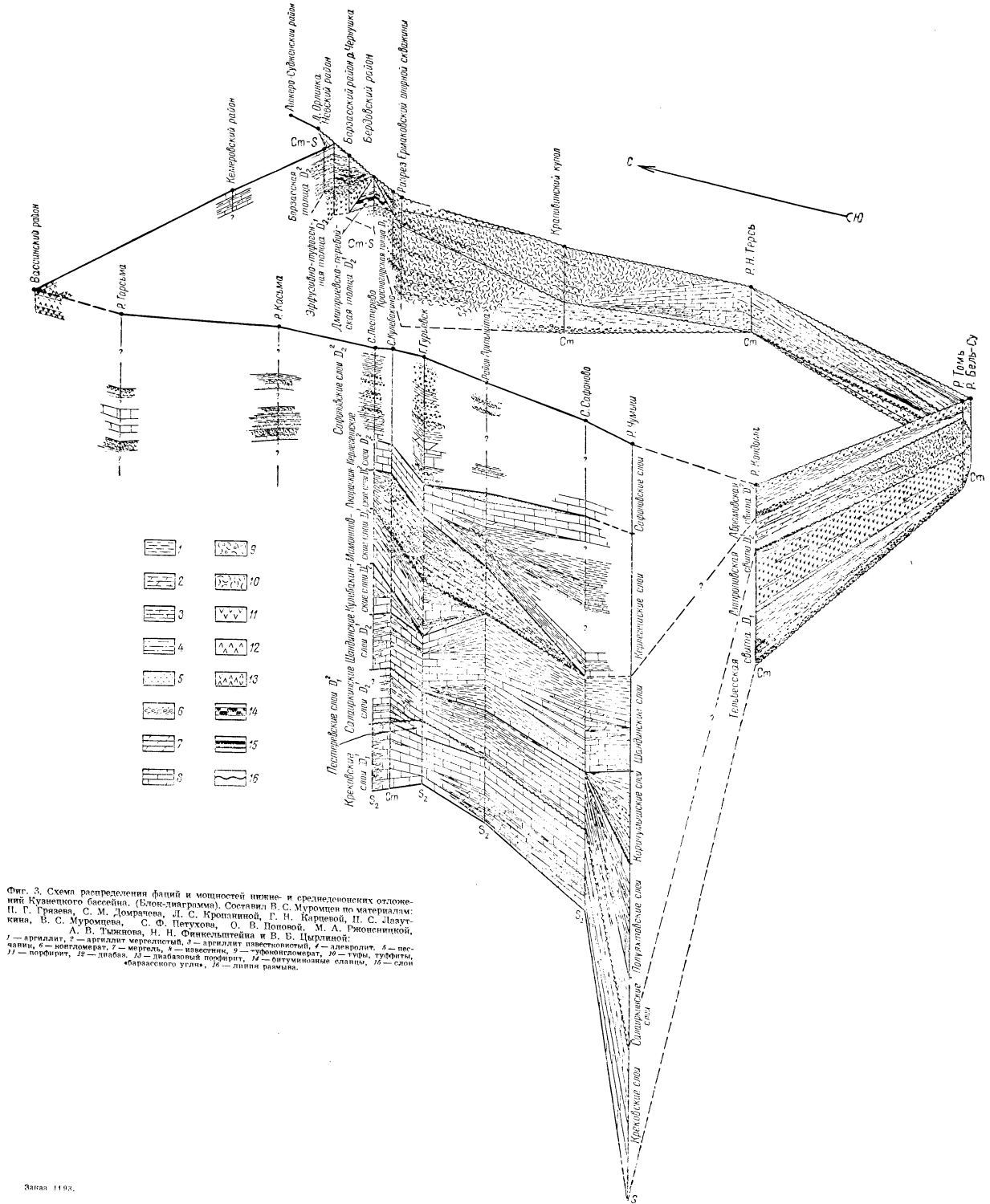
Барзасская толща, залегающая выше по разрезу, развитая в районе пос. Барзас, представлена серыми и зеленовато-серыми аргиллитами и алевролитами, песчаниками и конгломератами. В верхах имеют место прослой серых, местами битуминозных известняков. В низах залегают два пласта «барзасского угля». К северу, в бассейне р. Кедровая, эта толща представлена иными литологическими разностями, а именно — известняками, переслаивающимися с аргиллитами. Еще далее на север она снова переходит в более грубозернистые осадки, а в долине р. Осинówki в ней снова появляются «барзасские угли». Наиболее полный разрез барзасской толщи вскрыт скважиной № 3-Р на Невской площади, где мощность ее совместно с атрисовыми слоями и отложениями, относимыми условно к дмитриевско-перебойской толще, составляет 1123 м. К западу от пос. Невского мощность барзасской толщи, повидимому, возрастает. По работам А. В. Тыжнова, барзасская толща лежит на подстилающих ее породах со следами размыва.

В Анжеро-Судженском районе отложения среднего девона известны под названием лебедянских слоев, представленных известковистыми песчаниками, содержащими богатую фауну брахиопод, среди которой присутствует *Spirifer cheehiel* К о п., указывающий на их живетский возраст.

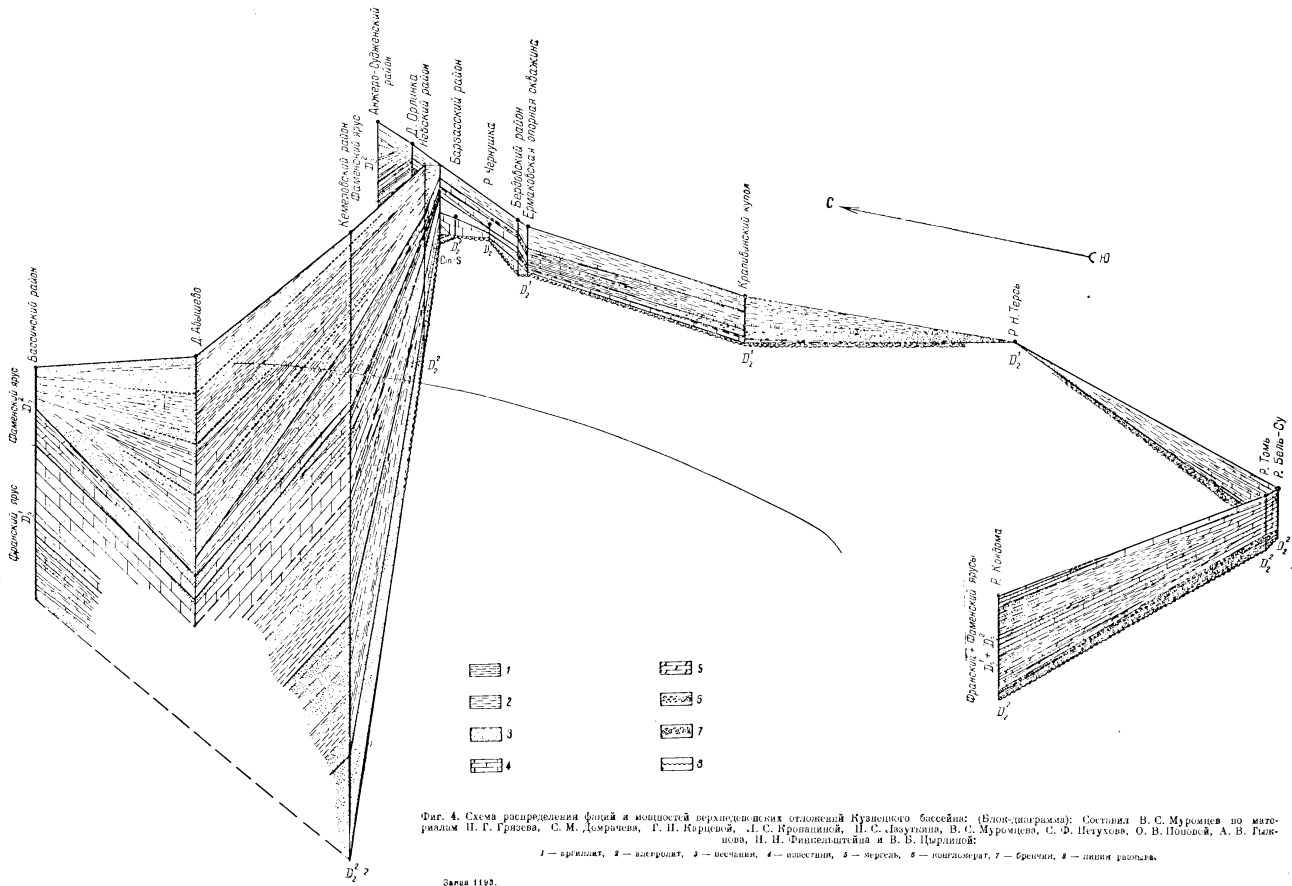
В 1937 г. Л. Л. Халфин, изучая брахиоподы из лебедянских слоев, отмечал, что, наряду с фауной верхнеживетского облика, в них встречаются и верхнедевонские формы.

В 1946 г. М. А. Ржонсницкая, изучая фауну из этих же слоев, не обнаружила присутствия представителей верхнедевонской фауны и отнесла эти отложения к живетскому ярусу. На северо-западной окраине впадины к отложениям среднего девона относятся зарубинские известняки, которые, по данным В. Д. Фомичева, подстилаются эффузивной толщей. В средней части известняков отмечаются прослой глинистых сланцев, а сверху — мергелистые породы. Вопрос о возрасте зарубинских известняков окончательно не выяснен. Ряд исследователей, как А. В. Тыжнов, М. А. Ржонсницкая и В. Н. Дубатов, относят их к среднему девону, Д. В. Наливкин, В. А. Ивания и Г. С. Порфирьев — к низам франского яруса.

К югу от с. Ермаки, в районе Крапивинского купола, средний девон представлен эффузивно-туфогенной толщей. В бассейне р. Кондомы к отложениям этого возраста относятся антроповская и абрамовская свиты М. А. Усова и В. П. Батурина (фиг. 3). Антроповская свита залегают на



Фиг. 3. Схема распределения фаций и мощностей нижне- и среднедевонских отложений Кузнецкого бассейна. (Блок-диаграмма). Составил В. С. Муромцев по материалам: П. Г. Грязева, С. М. Домрачева, Л. С. Крупицкой, Г. Н. Барцовой, П. С. Ялаукина, В. С. Муромцева, С. Ф. Петухова, О. В. Поповой, М. А. Рюбенниковой, А. В. Тьякова, Н. Н. Финкельштейна и В. Б. Цирлиной.



размытой поверхности тельбесской свиты. Она сложена красноцветными песчаниками и мергелистыми алевролитами с пачкой конгломератов в основании. Осадочные породы прорываются дайками изверженных пород (лабрадорские порфириды, кварцевые альбитофиры). Мощность свиты 200 м. Абрамовская свита, также залегающая трансгрессивно на отложениях антроповской свиты, начинается пачкой конгломератов, затем следуют песчаники, алевролиты, аргиллиты, в кровле залегают спиллиты. Мощность абрамовской свиты несколько увеличивается к востоку, а в бассейне р. Н. Терси она полностью выпадает из разреза. Антроповская свита уменьшается по мощности в бассейне р. Бель-Су, а затем возрастает по восточной окраине впадины.

«Западный тип»

Эйфельский ярус. Салаиркинские слои представлены переслаивающимися пачками серых песчаников, зеленовато-серых алевролитов, аргиллитов с растительными остатками и темносерых известняков с многочисленной фауной эйфельского яруса. Салаиркинские слои залегают на размытой поверхности крековских и пестеровских слоев и развиты по всей юго-западной окраине Кузбасса. Мощность их колеблется от 150 до 400 м (см. фиг. 2).

В районе сс. Костенково—Томское Г. Н. Карцевой выделены две толщи — полуяхтовская и карачумьшская, имеющие местное развитие. Они слагаются известняками, переполненными фауной, зеленовато-серыми и буровато-красными аргиллитами, алевролитами, песчаниками с растительными остатками и прослоями конгломератов, мощность которых в карачумьшской толще достигает 60 м. Отмечаются прослой туфов. Общая мощность этих толщ 1280 м.

Шандинские слои имеют также широкое развитие на юго-западной окраине Кузбасса. Они сложены глинистыми известняками с фауной, переходящими местами в мергели, аргиллиты и алевролиты. В районе р. Чумыш эти слои представлены глинистыми и песчаными образованиями; в последних встречаются растительные остатки. Литологический состав шандинских слоев значительно меняется по простиранию, местами они слагаются преимущественно известняками (Кулебакино, Гурьевск), в разрезах у сс. Костенково, Бочаты, Пестерево — терригенными осадками. Мощность слоев меняется от 300 до 600 м.

На участке г. Гурьевск — с. Пестерево к эйфельскому ярусу принадлежат кулебакинская толща и мамонтовские слои. Первая представлена известняками с обильной фауной, согласно залегающими на шандинских слоях. Возможно, что эта толща имеет более широкое развитие, но в настоящее время еще не выделена в других разрезах. Мамонтовские слои представлены известняками с фауной, с подчиненным количеством песчаников с растительными остатками, алевролитов и аргиллитов. Максимальная мощность обеих толщ достигает 670 м. К северу от г. Гурьевска количество терригенных осадков в этих слоях уменьшается за счет увеличения карбонатных пород.

Все перечисленные осадки отнесены к эйфельскому ярусу на основании изучения фауны кораллов и брахиопод.

Живетский ярус. Отложения этого яруса представлены морскими, прибрежными и лагунными образованиями, среди которых присутствуют эффузивы и их туфы. В основании яруса залегают акарачкские слои, сложенные конгломератами, гравелитами и песчаниками, содержащими фауну и растительные остатки, аргиллитами с прослоями мергелей и изве-

стняков. Возраст устанавливается по комплексу фауны. Эти слои с размывом перекрывают нижележащие отложения и распространены почти по всей западной окраине Кузбасса.

Керлегешские (хаскотирисовые) слои пользуются широким распространением в юго-западной окраине Кузбасса; представлены темными плотными известняками, переполненными фауной, а также аргиллитами и алевролитами. В южных разрезах у сс. Костенково и Артышта количество песчано-глинистых осадков увеличивается и появляются прослойки туфов.

Сафоновские (индоспириферовые) слои в основании слагаются серыми песчанистыми известняками с обильной фауной, переслаивающимися с песчаниками и аргиллитами. Выше залегает песчано-сланцевая толща с линзами и прослоями конгломератов и туфов.

По данным В. И. Яворского, в районе с. Артышта в верхах сафоновских слоев встречаются альбитофировые туфы, изверженные туфобрекчии, лавовые брекции и афитовые альбитофиры. Возраст этих слоев на основании фауны точно определен как верхнеживетский. Мощность живетских отложений в Гурьевском районе достигает 2000—3000 м.

Верхний девон. Верхнедевонские отложения развиты по северо-западной, северо-восточной и юго-восточной окраинам Кузнецкой впадины. Они представлены обоими своими ярусами (франским и фаменским). На юго-западной окраине отложения этого возраста известны только в ее самой северной части (Инской залив).

Для отложений верхнего девона характерно резкое изменение мощностей и фаций как в горизонтальном, так и в вертикальном направлениях.

Это особенно четко заметно при сопоставлении разрезов верхнего девона северо-восточной и юго-восточной окраины с отложениями северо-западной окраины (фиг. 2 и 4).

Если вдоль первых развиты красноцветные отложения, содержащие сравнительно маломощные прослойки известняков с морской фауной, то на северо-западной окраине разрез верхнего девона представлен мощной толщей терригенных и карбонатных пород, содержащих по всему разрезу типично морскую фауну.

Необходимо также отметить, что в большинстве известных разрезов породы верхнего девона залегают на подстилающих их отложениях (Ст. S, D₂) со следами размыва.

Франский ярус. Нижнефранский подъярус. Наиболее детально изученный разрез этих отложений получен при обработке керна Ермаковской опорной скважины. В основании разреза здесь залегает нижняя красноцветная толща, большая часть которой слагается конгломератами, состоящими из эффузивных пород среднего девона. Верхняя часть толщи образована красноцветными алевролитами, местами с прослоями песчаников. В Кемеровском разрезе аналогами этой толщи являются аскольдовские слои, представленные песчаниками с прослоями алевролитов, а в нижней части — известняками. В районе д. Вассино им соответствуют нижневассинские слои, залегающие, по данным П. С. Лазуткина, на эффузивно-туфогенной толще среднего девона. Содержащаяся в этих слоях фауна отнесена к верхнедевонской, хотя в ней встречены формы, характерные для живетского яруса. Базальный слой в основании верхнего девона отмечается и в районе Крапивинского купола.

В бассейне р. Н. Терси в верхах девонских отложений залегает красноцветная конгломератовидная брекчия, состоящая из угловатых обломков плотного известняка, песчаников и алевролитов. Г. Н. Карцева и В. Б. Цирлина склонны относить их к среднему девону. В. И. Яворский, В. Д. Фомичев и другие считают их верхнедевонскими на том основании, что в большинстве районов Кузбасса в основании верхнего девона (нижняя красноцветная толща) присутствуют конгломераты, залегающие на различных горизонтах, начиная от кембро-силура (Барзасский район, р. Омутная) до барзасской толщи включительно. Эти конгломераты являются, таким образом, базальным горизонтом верхнего девона. Мнение о верхнедевонском возрасте брекчий представляется наиболее правильным.

Выше по разрезу отложения нижней красноцветной толщи постепенно переходят в образования фаленового горизонта, представленного в Ермаковском разрезе в нижней своей части темносерыми глинистыми известняками с прослоями зеленого и красного алевролита, содержащими фауну. Верхи слагаются доломитовыми алевролитами и аргиллитами фиолетово-красного цвета. Мощность горизонта здесь равна 11 м. К северу, в районе с. Бердовки, мощность горизонта увеличивается до 39 м, и он представлен более грубозернистым материалом (песчаники, конгломераты). Еще далее на север мощность фаленового горизонта сначала несколько уменьшается, а затем начинает быстро возрастать, достигая у с. Яя-Петропавловского 200 м; представлен он здесь в основном песчаниками, алевролитами и аргиллитами.

В фаленовом горизонте А. В. Тыжнов выделяет две толщи — верхнюю и нижнюю — разделенные перерывом в осадконакоплении, однако в настоящее время наличие перерыва нельзя считать доказанным. В Анжеро-Судженском районе фаленовый горизонт слагается в главной своей массе, песчаниками, чередующимися с прослоями глин, редко известняков. Мощность 290 м. В Кемеровском районе ему соответствуют по возрасту стрельненские и пожарищевские слои, общей мощностью до 600 м, образованные песчано-глинистыми осадками с характерной фауной фаленового горизонта.

На Крапивинском куполе и по юго-восточной окраине Кузбасса горизонт этот слагается известняками и мергелями, местами содержащими характерную фауну. То обстоятельство, что фаленовый горизонт прослеживается почти во всех разрезах верхнего девона и содержит многочисленную характерную фауну, позволяет рассматривать его как хороший маркирующий горизонт при сопоставлении разрезов.

Верхнефранский подъярус. В основании верхнефранского подъяруса Ермаковской и Бердовской скважин залегает средняя красноцветная толща, представленная красновато-бурыми аргиллитами, алевролитами и песчаниками, местами с прослоями известняков. Мощность их в этих скважинах соответственно равна 25 и 17 м. Литологический состав толщи резко меняется по простиранию. На отдельных участках (бассейн р. Чернушки, Барзасский район) она нацело слагается конгломератами. Далее к северо-западу мощность ее возрастает и в разрезе появляются песчаники и алевролиты. В районе г. Кемерово аналоги, с которыми может быть сопоставлена эта толща (терехинские и курлякские слои), представлены алевролитами с прослоями песчаников и известняков, с суммарной мощностью в 575 м. На западе, в районе д. Вассино, аналоги этой толщи не выделены; возможно, что к ним следует относить нижнюю часть шубгинского горизонта П. С. Лазуткина, сложенного известняками с фауной, датирующей их возраст как верхи франского яруса.

На Крапивинском куполе эта толща представлена красноцветными песчаниками и алевролитами; по юго-восточной окраине над фаленовым горизонтом залегает нерасчлененная красноцветная толща, сложенная песчаниками, алевролитами, аргиллитами, местами переходящими в мергели и известняки, относимая к верхнему девону.

Верхнюю часть верхнефранского подъяруса в Ермаковском и Бердовском районах слагают темносерые известняки, чередующиеся с прослоями зеленых аргиллитов, выделяемых под названием монстрового горизонта. Мощность его в Ермаковской скважине достигает 40 м, в Бердовском — 46 м. Это название дано А. В. Тыжновым по наиболее характерному для этого горизонта виду — *Anathyris monstrum* K h a l f.

К северу в Барзасском районе в отложениях этого горизонта, наряду с известняками и аргиллитами, появляются алевролиты и песчаники. Еще далее на север, у с. Яя-Петропавловского и в Анжеро-Судженском районе в отложениях этого горизонта значительную роль начинают играть терригенные компоненты. К западу же отмечается появление более глубоководных осадков (известняки с фауной, чередующиеся с аргиллитами).

В Кемеровском разрезе монстровому горизонту соответствуют глубокинские и соломинские слои; первые представлены 200-метровой толщиной серых массивных известняков с обильной фауной верхов франского яруса, вторые — чередованием известняков с фауной аргиллитов, алевролитов и песчаников мощностью 150—200 м. По западной окраине, в окрестностях д. Вассино, монстровым слоям соответствует, по видимому, верхняя часть шубкинского горизонта. В районе д. Абышева С. М. Домрачевым и Л. Л. Халфиным выделен 70-метровый «переходный» горизонт, характеризующийся смешанной фауной франского и фаменского ярусов. В районе Крапивинского купола к этому горизонту относятся немые известняки, чередующиеся с прослоями алевролитов.

Фаменский ярус. Фаменский ярус начинается прелонгусовым горизонтом, выделенным на основании фаунистических данных. По литологическим признакам этот горизонт не отличается от описанного выше монстрового горизонта.

Прелонгусовый горизонт прослеживается по всей северо-восточной окраине Кузбасса от с. Жарковского на севере, где он был впервые выделен в 1932 г. Л. Л. Халфиным, и до с. Камжалы на юге, где в том же году в нерасчлененной толще верхнего девона С. И. Шкорбатовым был обнаружен прослой известняка, содержащего фауну брахиопод (*Productus ex gr. praelongus* S o w.).

В Ермаковском и Бердовском разрезах этот горизонт представлен в нижней части серыми известняками, в верхней — зелеными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, мощностью в 35 и 28 м. В пределах Барзасского района он выражен теми же литологическими разностями. На северо-западной окраине, в районе Кемерово, этим слоям соответствуют темносерые 30-метровой мощности известняки Косого утеса с богатой фауной нижнефаменского возраста. На коосуэтовских известняках согласно залегают подподонинские слои в 300 м мощности, представленные зеленоватыми известковистыми песчаниками, чередующимися с известковистыми глинистыми сланцами с характерной фауной нижнефаменского подъяруса.

В районе д. Абышева возрастными аналогами этих отложений являются выделенные С. М. Домрачевым прелонгусовый и пелелиподовый горизонты общей мощностью в 190 м, представленные чередованием карбонатных и терригенных толщ. В районе д. Вассино к нижнефаменскому возрасту отно-

ются курундусские слои, сложенные серыми песчано-глинистыми известняками, чередующимися с аргиллитами, алевролитами, песчаниками. Встречается богатая фауна нижнефаменского подъяруса.

Отложения пролонгусового горизонта постепенно сменяются толщей переслаивания красновато-бурых, местами зеленовато-серых алевролитов и песчаников с тонкими выклинивающимися прослоями конгломератов. Красный цвет пород послужил основанием к выделению этих пород под названием верхней красноцветной толщи. Литологический состав ее испытывает значительные изменения, но во всех случаях преобладающее значение имеют песчано-глинистые образования.

Мощность верхней красноцветной толщи в пределах Барзасского и Анжеро-Судженского районов колеблется в пределах 50—280 м. К западу же мощность ее резко возрастает. Так, в Кемеровском разрезе, где ей соответствуют подонинские слои, мощность толщи, по данным П. С. Лазуткина и М. А. Ржонсницкой, достигает 500 м, а в районе д. Абышево, по С. М. Домрачеву, — 950 м.

В районе д. Вассино к возрастным аналогам этой толщи относят боро-влянский горизонт мощностью в 200 м.

В. Д. Фомичевым в северной части юго-западной окраины были констатированы красноцветные песчано-глинистые отложения мощностью 300—350 м, которые он, на основании найденной в них фауны, отнес к верхнему девону.

В 1948 г. М. А. Ржонсницкой в центральной части юго-западной окраины под названием поварнихинской толщи (р. Поварниха) была выделена красноцветная известково-песчано-глинистая толща, мощностью в 23 м, подстилающая известняки карбона. Эта толща со следами размыва залегает на верхнеживетских породах. М. А. Ржонсницкая высказала предположение о верхнедевонском возрасте поварнихинской толщи, полагая, что она является возрастным аналогом верхнедевонских отложений, выделенных В. Д. Фомичевым на севере. По данным В. И. Яворского и А. П. Ротая, вышеуказанные красноцветные породы с конгломератом в основании, залегающие под известняками карбона, следует относить к абышевской зоне.

Результаты работ геологов Сибирского филиала ВНИГРИ также подтверждают отнесение этих отложений к низам нижнего карбона.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

В отличие от девонских образований отложения каменноугольной системы в Кузбассе представлены преимущественно морскими фациями, в связи с чем для них характерна относительная выдержанность литологического состава как по простиранию, так и по разрезу. Каменноугольные отложения в одних разрезах залегают на верхнедевонских со следами размыва, в других — резкая граница отсутствует.

Стратиграфическая схема для каменноугольных отложений Кемеровского района была предложена В. Д. Фомичевым, а для всего Кузнецкого бассейна разработана в 1936 г. А. П. Ротаем, которым были выделены следующие биостратиграфические зоны: абышевская, тайдонская, фоминская, подъяковская, верхотомская.

В 1952—1955 гг. исследованием нижнекаменноугольных отложений бассейна занимался С. П. Микуцкий. Им были пересмотрены границы между зонами, уточнены их объем и литологическая характеристика пород.

Турнейский ярус. Абышевская зона. В Ермаковском, Бердовском и Барзасском районах в низах этой зоны залегают зеленые аргиллиты и алевролиты, чередующиеся с серыми песчаниками общей мощностью до 35 м. Эта глинистая пачка, по всей вероятности, соответствует «горизонту нижнего известняка» (75 м) в Кемеровском районе и абышевского известняка (70 м) в районе д. Абышево. В известняках содержится фауна, характерная смешением руководящих форм девона и карбона. В районе Крапивинского купола аналогами указанных выше образований следует считать тупичихинский горизонт С. Ф. Петухова 65—100 м мощности, представленный песчанистыми окремненными известняками, чередующимися с зелеными песчаниками и алевролитами. Средняя часть абышевской зоны в пределах северо-восточной окраины слагается серыми, местами доломитизированными окремненными песчаниками, получившими название фарфоровидных песчаников. В верхах их расположен доломитовый горизонт, достигающий 15 м мощности в разрезе Ермаковской скважины. В районе с. Бердовки к фарфоровидным песчаникам приурочены прослои с фауной. К северу, в районе с. Невского, эта толща образована зеленовато-серыми глинистыми песчаниками с прослоями алевролитов. В Кемеровском и Абышевском районах — фарфоровидными песчаниками с 42-метровой толщиной доломитов, слагающих ее верхнюю часть. На Крапивинском куполе им соответствует так называемый крутовский горизонт (55 м), представленный чередованием известняков, мергелей, аргиллитов, алевролитов и песчаников. В разрезе по р. Терси отложения карбона подстилаются пачкой брекчии (22 м), возраст которой не выяснен. Выше следует толща чередующихся прослоев зеленых, зеленовато-серых, серых мелкозернистых песчаников, алевролитов (56 м), соответствующих по возрасту фарфоровидным песчаникам.

В разрезах по рр. Бель-Су, Мрас-Су, Кондома отложения нижнего карбона представлены в тех же фациях, что и по р. Терси, и залегают без видимого несогласия на породах верхнего девона, имея мощность 75—100 м (фиг. 5 и 6).

По юго-западной окраине, в бассейне р. Чумыша, у с. Костенково отложения этого возраста, в отличие от рассмотренных выше, представлены известняками и зеленовато-серыми алевролитами, мощность которых, по данным С. П. Микущкого, достигает 43 м.

В разрезах по рр. Артышта, Большого и Малого Бачата на осадках среднего девона залегают толща красновато-серых, красновато-бурых алевролитов и песчаников, относимых, как уже отмечалось выше, М. А. Ржонсницкой к верхнему девону, а А. П. Ротаем и В. И. Яворским к нижнему карбону. Исходя из того, что эта толща без резких следов размыва переходит в денисовские известняки тайдонской зоны, возраст ее следует считать каменноугольным.

Тайдонская и фоминская зоны имеют широкое распространение в пределах Кузбасса. Почти во всех разрезах эти зоны представлены однородной толщиной глинистых известняков мощностью 155—570 м, издающих при ударе запах битума. Разделение на фоминскую и тайдонскую зоны производится, главным образом, палеонтологическим методом; кроме того, для фоминской зоны характерно наличие в известняках многочисленных окремненных участков. Эта зона по заключающейся в ней фауне должна быть отнесена уже к визейскому ярусу, однако трудность ее отделения от тайдонской зоны в полевых условиях заставляет объединять обе зоны в один стратиграфический горизонт — денисовские известняки.

По р. Н. Терси большая часть фоминской зоны сложена аргиллитами и мергелями с подчиненными прослоями темных глинистых известняков.

Визейский ярус. За нижнюю границу визейского яруса условно принимается кровля денисовских известняков (визейская фауна появляется еще в фоминской зоне). В составе визейского яруса А. П. Ротай выделяет подъяковскую и верхотомскую зоны.

Подъяковская зона в разрезе Ермаковской опорной скважины в нижней своей части слагается ермаковской толщей, залегающей непосредственно на денисовских известняках без видимого несогласия. Эта толща образована зелеными песчаниками с прослоями алевролитов; в средней части ее приурочены прослой известняков, мергелей и глин. Мощность толщи 79 м. Верхнюю часть зоны слагает так называемый перфишкин известняк, представленный толщей темносерых, в северных разрезах коричневатых, битуминозных известняков, содержащих богатую морскую фауну. Мощность этих известняков 23 м.

В Барзасском районе аналоги ермаковской толщи известны под названием толщи зеленых песчаников, представленной зелеными песчаниками и аргиллитами. Характерной особенностью этой толщи является появление здесь прослоев грубозернистых песчаников, переходящих местами в мелкогалечниковый конгломерат. Выше разрез слагается известковистыми песчаниками, глинистыми сланцами и известняками, объединенными А. В. Тьжновым под названием перфишкиных известняков.

В Кемеровском районе толща зеленых песчаников представлена песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчанистого известняка. Встречаются растительные остатки, в известняках — фауна визейского яруса. Мощность 85 м.

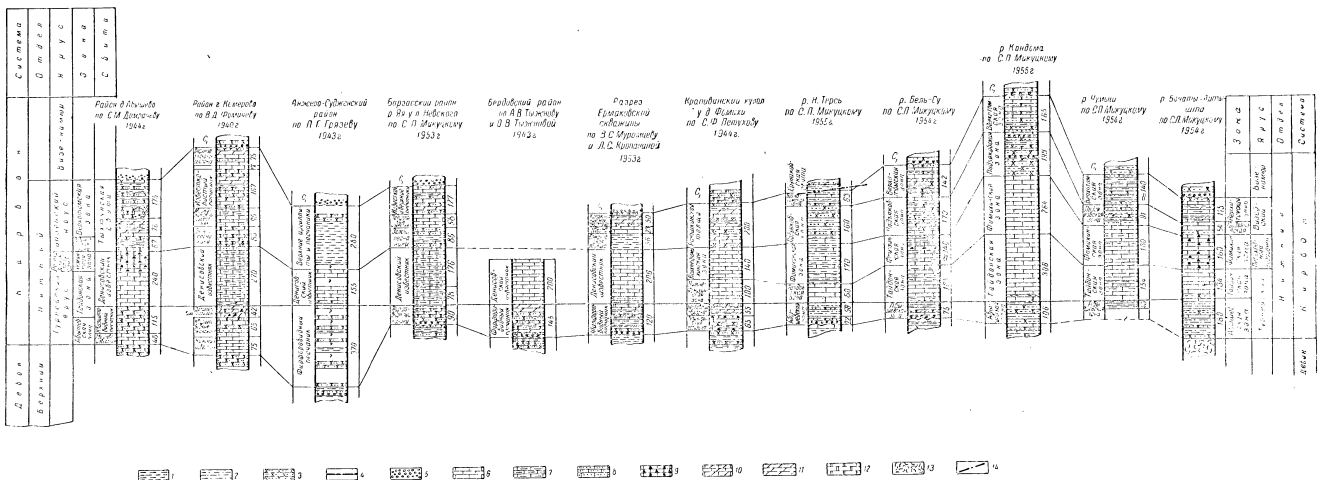
В Абышевском районе в основании визейских отложений залегают желтовато-серые, реже зеленые и зеленовато-серые аргиллиты, чередующиеся с тонкими прослоями известняков с фауной брахиопод и пелеципод.

Во всех основных разрезах нижнего карбона выше зеленых песчаников без видимого несогласия залегают серые и зеленовато-серые известняки (95 м) с фауной, названные В. Д. Фомичевым мозжухинскими известняками.

В Абышевском районе им соответствуют зеленые и серые мергели и мергелистые известняки с фауной визейского типа с прослоями аргиллитов и песчаников. Мощность 78 м.

На Крапивинском куполе детальное расчленение пород визейского возраста оказалось невозможным; отложения этого возраста представлены чередованием зеленовато-серых и серых песчаников, алевролитов, аргиллитов и известняков. Подъяковской зоне будут соответствовать по возрасту, очевидно, низы роюшкинской толщи С. Ф. Петухова. В бассейнах рр. Н. Терси, Бель-Су, Мрас-Су, Кондомы и Чумыша подъяковская зона, по данным С. П. Микуцкого, представлена песчано-глинистыми осадками с редкими прослоями известняков в верхней части, среди которых по рр. Бель-Су и Мрас-Су встречаются окремненные участки. Мощность зоны в различных районах колеблется в пределах 54—193 м, в разрезе р. Кондомы достигая 150 м.

Верхотомская зона выделена А. П. Ротаем по смене фауны брахиопод. Сюда относят все породы, залегающие выше мозжухинских известняков или их аналогов (перфишкин известняк) до конгломерата острогской свиты. В Ермаковской опорной скважине эта толща подразделяется на два стратиграфических горизонта. В основании залегают серые песчаники, местами



зеленоватые, иногда желтоватые, известковистые, среднезернистые песчаники, мощность которых достигает 13 м.

В Барзасском районе им соответствуют зеленоватые известковистые песчаники с редкими мергелистыми образованиями. В Кемеровском районе низы зоны сложены известковистыми песчаниками с растительными остатками плохой сохранности с прослоями зеленых, местами малиновых аргиллитов, серых мергелей. Верхи разреза верхотомской зоны сложены в Ермаковском разрезе пачкой чередования серых известняков и зеленых мергелей и аргиллитов. В верхах отмечается прослой 5 м мощности с фауной ринхонелл. Эта пачка выделена под названием «характерного мергеля». В Барзасском районе ее аналоги представлены темносерым комковатым, местами окремненным известняком, верхи — зеленым аргиллитом.

В Кемеровском районе им соответствует верхотомский известняк — серый водорослевый с прослоями аргиллита и алевролита. Разрез в Кемеровском районе заканчивается пачкой песчаников и сланцев, отсутствующих в восточных районах. В Абышевском районе к верхотомской зоне относятся верхние горизонты тыхтинской свиты, представленные по схеме С. М. Домрачева, желтовато-серыми песчаниками в низах с прослоями известняков, а в верхах — аргиллитов. Фауна не обнаружена.

На Крапивинском куполе к этой зоне относится верхняя часть ролюштинской толщи, сложенной чередованием известняков, мергелей, алевролитов, песчаников. В бассейнах рр. Н. Терси, Бель-Су, Мрас-Су, Чумыша, Артышта, Бачата верхотомская зона слагается чередованием серых и зеленовато-серых песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых известняков. Отмечаются в разрезе известняки и аргиллиты красного и розового цвета, оолитовые известняки с угнетенной фауной брахиопод. Минимальная мощность зоны зафиксирована в Ермаковской скважине, где она равна 50 м. К северо-западу мощность ее возрастает и достигает в Кемеровском и Абышевском разрезах своего максимума — 262 м. К югу от с. Ермаки мощность зоны также увеличивается и в бассейне р. Кондомы достигает 165 м; на западе (р. Чумыш) она равна приблизительно 140 м.

ПАЛЕОЗОЙСКИЕ УГЛЕНОСНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Палеозойские угленосные отложения, выполняющие центральную часть Кузнецкой впадины, в соответствии с решением второго совещания по стратиграфии Кузбасса, происходившего в г. Ленинске-Кузнецком с 17 по 23 июля 1954 г., подразделяются на следующие свиты (снизу вверх): острогскую, балахонскую, кузнецкую и кольчугинскую (фиг. 7). Каждая из этих свит имеет самостоятельное стратиграфическое значение. В литологическом отношении весь разрез представлен исключительно терригенными образованиями, среди которых основное место занимают песчаники и алевролиты. Несмотря на кажущееся единообразие разреза, все перечисленные свиты были выделены, главным образом, по литологическим признакам. Общая мощность палеозойской угленосной толщи, по подсчетам В. И. Яворского, колеблется в пределах 5180—8580 м.

Верхний визе-намюр. Острогская свита. Классическим разрезом этой свиты являются береговые разрезы р. Томи у д. Старая Балахонка; она впервые описана в 1930 г. В. Д. Фомичевым, выделившим здесь три пачки. Нижняя пачка сложена песчаниками и алевролитами мощностью 175 м. В основании ее прослеживается прослой конгломерата от 0,5 до 5,5 м мощности, состоящего из гальки, черного и белого кварца, кремня, известняков

и изверженных пород. Средняя — алевролитово-аргиллитовая — пачка сложена темносерыми алевролитами и аргиллитами. Мощность пачки 125 м. В верхах пачки имеется прослой туфогенного песчаника, переполненного фауной (брахиоподы, мшанки, пелециподы), которая М. Э. Янишевским [18] и А. П. Ротаем определена как верхнекаменноугольная, в связи с чем и возраст острогской свиты был принят как верхнекаменноугольный. Залегающая выше третья пачка — строительных песчаников — представляет собой чередование прослоев песчаников и алевролитов, мощностью 300 м.

В Ермаковской опорной скважине в разрезе острогской свиты можно выделить все три пачки; мощность ее равна 287 м. К северу, в районе Анжеро-Судженска, мощность песчано-глинистых отложений острогской свиты достигает 500 м. В сторону Заломненской депрессии преобладающее значение в разрезе острогской свиты приобретают алевролиты и аргиллиты. В Змеинском районе мощность ее, по Г. П. Радченко, равна 330 м; у с. Камешек свита слагается алевролитами и песчаниками, достигая 300 м мощности. В Шестаково-Семенушкинском районе острогская свита представлена чередованием песчаников и алевролитов; мощность, по данным В. И. Марченко, равна 420 м. В Прокопьевском районе при мощности в 310 м она сложена преимущественно песчаниками, тот же состав ее и у пос. Кузнецово, где мощность свиты всего 100 м. В большинстве разрезов в основании острогской свиты прослеживается конгломерат, который в ряде известных разрезов залегает со следами размыва на отложениях верхотомской зоны.

В районе с. Ермаки отмечается залегание острогского конгломерата на размытой поверхности подъяковской зоны (перфишкин известняк), что указывает на большую интенсивность размыва в предострогское время в этой части Кузбасса.

В 1953 г. Р. Н. Бенедиктова методом приплифовок изучила новые сборы фауны брахиопод из района с. Ст. Балахонка. Ей удалось установить, что некоторые роды, определенные ранее как верхнекаменноугольные, оказались нижнекаменноугольными.

В 1953 г. автором совместно с аспиранткой ТГУ В. А. Лапшиной была собрана из острогской свиты, вскрытой крелиусными скважинами у с. Ермаки, коллекция фауны, включающая представителей брахиопод, пелеципод, двустворчатых ракообразных (лейаиды), криноидей и чешую рыб. Брахиоподы были изучены Т. Г. Сарычевой и А. Н. Сокольской, лейаиды Н. И. Новожиловым, пелециподы — В. А. Лапшиной. Результаты определения фауны показали, что возраст острогской свиты скорее всего должен быть нижнекаменноугольным, а именно визейским. Следует отметить, что к такому же выводу пришел М. Э. Янишевский после изучения им в 1941 г. фауны из острогской свиты района с. Ермаки.

Для выяснения вопроса о возрасте этой свиты в 1954 г. были произведены новые сборы фауны у с. Ст. Балахонка. Кроме многочисленных брахиопод и пелеципод, было собрано значительное количество мшанок.

В. Б. Тризна, взявшая на себя труд определения этой фауны, пришла к выводу о визейском возрасте включающих ее пород. В последнее время Л. Л. Халфин, изучая фауну острогской и балахонской свит, пришел к выводу, что они имеют много общего, вследствие чего им выделяется единый балахонский комплекс фауны. Залегающие выше кузнецкая и кольчугинская свиты содержат иной комплекс фауны, названный им же кольчугинским.

Имеющиеся в настоящее время палеонтологические данные определенно указывают на нижнекаменноугольный, а именно визейский возраст острогской свиты. Однако для окончательного решения необходимо проведение дополнительных исследований, вследствие чего возраст острогской свиты устанавливается нами предварительно как верхи визе-намюр, в то время как Совещание по стратиграфии Кузнецкого бассейна острогскую свиту относит к верхнему карбону, т. е. к намюру. В связи с этим понижается возраст балахонской свиты, связанной постепенным переходом с острогской.

Из изложенного выше можно видеть, что подтверждается предположение академика Д. В. Наливкина, высказанное им еще в 1943 г. и более подробно развитое в последней работе [3] об отнесении острогской и балахонской свит к нижнему карбону. Исходя из палеонтологических работ Л. Л. Халфина, следует полагать, что границу между карбоном и пермью следует проводить не в середине кузнецкой свиты, как это предполагает Д. В. Наливкин, а в ее основании. К этому побуждают и литолого-стратиграфические особенности разреза, о которых будет сказано ниже.

Средний карбон — нижняя пермь. Балахонская свита представлена чередованием песчаников, алевролитов, аргиллитов и пластов угля. Она прослеживается по всему контуру Кузбасса, причем литологический состав ее и мощность испытывают значительные изменения.

До 1954 г. существовало три схемы расчленения балахонской свиты, разработанной для северных, центральных и южных районов Кузнецкой впадины. В 1954 г. на Совещании по стратиграфии Кузнецкого бассейна была принята единая для всей впадины стратиграфическая схема расчленения балахонской свиты. Согласно этой схеме балахонская свита (C_2-P_1) подразделяется на нижнебалахонскую (C_{2-3bl}) и верхнебалахонскую (P_1bl) подсвиты; первая из них расчленяется на мазуровскую (C_{2-3m}) и алыкаевскую (C_{2-3al}), а вторая — на ишаново-промежуточную (P_1ip), кемеровскую (P_1km) и усятскую (P_1us). Однако в связи с тем, что работы по замене местных стратиграфических схем единой для всей впадины еще не закончены и требуют продолжительных исследований, автор использовал для сопоставления разрезов (фиг. 7) местные стратиграфические схемы, существовавшие до 1954 г., внося в них, по мере возможности, элементы стратиграфической схемы, принятой на Совещании в г. Ленинске-Кузнецком.

К моменту написания очерка в распоряжении автора отсутствовали новые данные об объеме и границах усятской толщи, в связи с чем эта толщина не выделяется в разрезах как самостоятельная стратиграфическая единица.

На севере, в пределах Анжеро-Судженского района балахонская свита представлена неполностью, ее верхние горизонты, согласно данным Н. М. Белянина, подверглись размыву. Нижняя часть ее выделяется в челинскую, средняя — в центральную и верхняя — в алчедатскую толщи.

В Кемеровском районе выделяется пять толщ (снизу вверх): мазуровская, алыкаевская, промежуточная, ишановская и кемеровская. На юге, в Прокопьевско-Киселевском и Томь-Усинском районах, балахонская свита подразделяется на четыре толщи — нулевую, нижнюю, среднюю и верхнюю; причем в Томь-Усинском разрезе к отложениям балахонской свиты приурочены жилы диабазов.

Мощность балахонской свиты испытывает значительные изменения; так, в Анжеро-Судженском районе неполная мощность ее равна 1028 м, в Кемеровском — 2425 м, в Прокопьевско-Киселевском — 960 м, в районе

Крапивинского купола — 900—1100 м, в Томь-Усинском районе — 1900 м, на р. Кондоме до 1300 м, на западе Инского залива — 980 м. Как известно, во всех районах Кузбасса балахонская свита залегает согласно на породах острогской свиты. В связи с этим заслуживает внимания тот факт, что в крайней западной части Инского залива осадки балахонской свиты, представленные почти полной своей мощностью, залегают непосредственно на морском карбоне (турнейский ярус).

Несмотря на кажущуюся однородность литологического состава, описываемая свита сохраняет свои основные черты и легко выделяется в разрезах в пределах всей впадины.

Балахонской свитой заканчивается первый крупный цикл осадконакопления палеозойских угленосных отложений, который образован острогской и балахонской свитами, первая из них является базальной, а вторая — завершающей частями цикла.

Кузнецкая свита (нижняя пермь) образована мощными пачками песчаников, с прослоями темных алевролитов и аргиллитов, с тонкими линзовидными прослоями мелкогалечниковых конгломератов, изредка встречаются сидеритовые стяжения. В северо-восточных районах Кузбасса в самом основании свиты залегает горизонт пестроцветов: серые, зеленые, желтые, красноватые глины, иногда содержащие известковистые стяжения. Ниже этого горизонта залегает крупногалечниковый конгломерат непостоянной мощности. Конгломерат и слой пестроцветных глин в этой части Кузбасса являются четкими и хорошо прослеживаемыми стратиграфическими горизонтами. Наиболее полные разрезы кузнецкой свиты имеются по берегам рр. Томи и Кондомы. В Кемеровском районе она хорошо обнажена по р. Томи, ниже устья Чертова лога, где ее мощность достигает 900 м. В районе с. Воскресенки, где верхняя часть свиты размыта, вскрытая скважинами мощность равна 316 м.

В районе г. Сталинска, по данным В. И. Яворского, описываемая свита представлена неполностью (700 м), полная же мощность должна быть не менее 1200 м. В. И. Яворский и Ю. А. Жемчужников выделили здесь три горизонта (снизу вверх). Усинский горизонт (200 м) представлен чередованием песчаников, алевролитов и аргиллитов, местами содержащих фауну пелеципод.

Кузнецкий горизонт (300 м) сложен преимущественно песчаными образованиями, среди которых отмечаются прослой алевролитов небольшой мощности. Митинский горизонт (200 м) является переходным к вышележащей ильинской толще. Он характеризуется чередованием маломощных пачек песчаников, алевролитов и аргиллитов. В ряде разрезов, ввиду литологического однообразия, подразделить эту свиту на указанные выше горизонты невозможно. Верхняя граница свиты отбивается по пачке песчаников, содержащих частые тонкие прослой угля. К востоку, ниже устья р. Усы, мощность свиты равна 630 м и сложена она преимущественно песчаниками и алевролитами. На р. Кондоме литологический состав и мощность кузнецкой свиты примерно те же. Палеонтологические остатки встречаются редко.

Возраст кузнецкой свиты в настоящее время определяется как нижнепермский. С нее, по видимому, начинается второй крупный цикл осадконакопления, охватывающий кузнецкую и кольчугинскую свиты. К резко выраженной литологической границе между балахонской и кузнецкой свитами приурочена также смена флоры и фауны, подчеркивающая наличие изменений не только в процессах осадконакопления, но и в режиме бассейна и в климатических условиях вообще.

Верхняя пермь. К о л ь ч у г и н с к а я с в и т а. Решением второго Сопещения по стратиграфии Кузнецкой впадины эта свита подразделяется на нижне- и верхнекольчугинскую (ерунаковскую) подсвиты.

Нижнекольчугинская подсвита (P_2K_1) представлена в двух фациях. В южных районах она образована преимущественно песчано-глинистыми отложениями, в которых выделяют ильинскую и ускатскую толщи. В северных районах впадины этим толщам соответствуют красноярские песчаники.

Красноцветные песчаники (P_2kr) слагаются темносерыми песчаниками с редкими прослоями конгломератов и линзами алевролитов. В. И. Яворским в них была обнаружена фауна, характерная для ильинской толщи южных районов Кузбасса. Мощность красноярских песчаников, по В. И. Яворскому, достигает 1600 м. Лучшие обнажения находятся у г. Кемерово, в 20 км ниже с. Крапивино.

В районе с. Борисово разрез красноярских песчаников обогащается глинистым материалом и далее к югу постепенно переходит в глинистые образования, выделяемые под названием ильинской толщи.

Ильинская толща (P_{2il}) представлена аргиллитами, алевролитами, песчаниками с тонкими прослоями мергелей и включениями сферосидеритов; часто отмечаются обуглившиеся растительные остатки плохой сохранности. Мощность ильинской свиты в южных районах Кузбасса, по И. А. Вылпану, достигает 1000 м. Ю. А. Жемчужников в ильинской толще южных районов выделяет три горизонта: нижний — маркинский, средний — салаиркинский, верхний — казанковский.

В настоящее время красноярские песчаники рассматриваются как дельтовые образования древней реки, протекавшей с северо-востока. Однообразный состав и значительная мощность отложений красноярских песчаников указывают на устойчивость режима, интенсивность сноса и погружение северной части Кузбасса. В это же время южная половина впадины испытывала пульсирующий характер колебательных движений, и здесь накапливались отложения озер и болот, чередующиеся с осадками, характерными для пойм и речных долин.

Ускатская толща (P_{2usk}), слагающая верхнюю часть нижнекольчугинской подсвиты, характеризуется невыдержанностью мощностей на площади бассейна. Она образована породами, близкими к породам ильинской толщи, от которых отличается наличием угольных пластов рабочей мощности.

Мощность толщи изменяется от 400 до 500 м в западных районах и резко сокращается в восточных, где она достигает нескольких метров.

Верхнекольчугинская (ерунаковская) подсвита P_2K_2 . По своему петрографическому составу породы этой подсвиты сходны с породами ильинской и ускатской толщ.

Характерными признаками являются: присутствие пластов и прослоев угля, наличие крупных чередующихся между собой пачек песчаников и алевролитов, меньшее развитие глинистых пород.

Полный разрез верхнекольчугинской подсвиты можно наблюдать в береговых обнажениях р. Томи, между устьем р. Сурисковой и Бабьим Камнем, а также у д. Никольской. Н. М. Белянин принимает общую мощность подсвиты для этого района 2150 м. В большинстве случаев верхняя ее часть размыта.

Верхнекольчугинская (ерунаковская) подсвита расчленяется на две толщи.

Нижняя выделяется под названием ленинской (P_{2ln}), верхняя — грамотинской (P_{2gr}). На севере Кузбасса, в районе с. Плотниково мощность всей подсвиты достигает 1200 м; к югу, в Ленинском районе мощность ее возрастает до 2150 м. Низы верхнекольчугинской подсвиты можно наблюдать в разрезе Борисовской опорной скважины и в обнажениях района с. Борисово.

В районе с. Белово мощность подсвиты, по В. И. Яворскому, равна 1635 м, у с. Карагайлы — 330 м, причем здесь верхи подсвиты подверглись размыву. В Байдаевском районе мощность подсвиты достигает 1500 м. На крайнем юге Кузбасса, в Осиновском районе большая часть подсвиты размыва, сохранившиеся 670 м разреза сложены песчаниками, алевролитами, аргиллитами и прослоями углей.

Резкое изменение фаций, мощностей подсвиты и выклинивание отдельных горизонтов И. И. Молчановым, Э. М. Сендерзоном, Н. Е. Вербицкой объясняются тем, что в период накопления верхнекольчугинской подсвиты в пределах Кузбасса существовали пологие разобщенные депрессии — лагуны. Процессы торфообразования и осадконакопления определялись конфигурацией и глубиной этих лагун.

МЕЗОЗОЙ

Триасовые отложения. Отложения, относимые к триасу, выделяются в Кузнецкой впадине под названием мальцевской свиты (T_{1m}), подразделяющейся на верхне- и нижнемальцевские толщи. Переход от верхнекольчугинской подсвиты до недавнего времени считался постепенным. Однако в последнее время И. И. Молчанов, Э. М. Сендерзон и Н. Е. Вербицкая отмечают несогласие между этими свитами севернее Салтымаковского хребта, выражающееся в залегании триаса на различных горизонтах верхнекольчугинской (ерунаковской) подсвиты.

В пределах бассейна мощность мальцевской свиты испытывает значительные колебания. Наиболее полно представлена она в районе Бабьего Камня (700 м). У Осташкина Камня мощность ее уменьшается до 250 м. Большую часть этой свиты составляют песчаники, алевролиты и зеленовато-серые туфы. Последние на отдельных участках разреза карбонатизированы, местами отмечаются тонкие прослой известняков. Для нижней части свиты характерно присутствие в большом количестве минерала цеолита. Встреченная флора характерна для триаса.

В районе Салтымаковского хребта к этим отложениям приурочены две пластовые залежи палеобазальтов.

Юрские отложения. Юра в Кузбассе представлена чередованием конгломератов и песчаников, залегающих с угловым несогласием на породах палеозоя и триаса. Поскольку конгломераты в некоторых местах занимают господствующее положение в разрезе, юрские отложения получили название конгломератовой свиты. Нижняя часть ее хорошо представлена по правому берегу р. Томи между р. Усу и с. Абышево в южной части Кузбасса. В центральной части, у Бабьего Камня, свита достигает наибольшей мощности, равной 800 м.

Послеюрские образования. Породы палеозоя и мезозоя перекрываются рыхлыми суглинками, имеющими мощность от 5 до 30 м. Они относятся к постплиоцену. Местами, на небольших площадях, сохранились дочетвер-

тичные образования, представленные пестроцветными глинами и конгломератами. Возраст этих образований до настоящего времени точно не установлен и колеблется в пределах от мела до третичного периода.

ОСНОВНЫЕ МОМЕНТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИСТОРИИ КУЗНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ

Кузнецкая впадина была заложена в теле каледонского складчатого сооружения. На границе силурийского и девонского периодов этот участок испытал заключительную тельбесскую (эрийскую) фазу каледонского тектонического цикла. Следствием явились дифференцированные движения, в результате которых западная часть (район современного Салаира) испытала погружение, а восточная (район современного Кузнецкого Алатау) — поднятие. В спускавшуюся часть краевой геосинклинальной области, расположенной на месте современной Кузнецкой впадины, с юго-запада трансгрессировало нижнедевонское море.

Об этом свидетельствует наличие известняков с морской фауной, выделяемых под названием крковских и залегающих на различных по возрасту отложениях.

Кузнецкий Алатау и Горная Шория в то время представляли уже поднятые участки, поставляющие терригенный материал, накапливающийся вдоль юго-восточной и восточной окраин, в условиях мелководного бассейна, а местами, возможно, и в условиях континентального режима. Присутствие в разрезах красногорской толщи и тельбесской свиты туфов, туффитов и излившихся пород основной магмы свидетельствует об интенсивной вулканической деятельности, происходившей в это время.

На северо-восточной окраине, в районе сс. Ермаки и Бердовка, судя по большой мощности красногорской толщи, сложенной прибрежными образованиями, находилась область прогибания. Далее к северу мощность этой толщи быстро уменьшается, а грубость обломочного материала возрастает.

В районе г. Анжеро-Судженска отложения этого возраста полностью отсутствуют; возможно, что они здесь и не отлагались. Отсутствуют отложения нижнего девона и в бассейне р. Н. Терси, где они, надо полагать, были размыты последующей трансгрессией. На границе нижнего и среднего девона произошла следующая фаза тектогенеза. Эта фаза была выделена М. А. Усовым под названием антроповской, которая соответствует скорее всего нижнедевонской фазе по шкале В. В. Белоусова.

Трансгрессия среднедевонского моря, так же как и нижнедевонского, шла, повидимому, с запада и юго-запада. Отложения, относимые к этому возрасту, залегают на подстилающих их породах с четко выраженным угловым несогласием. Нижняя половина среднего девона (салаиркинские, полуяхтовские, карачумышские, шандинские, кулебакинские и мамонтовские слои) представлена морскими фациями. Прогибание юго-западной окраины происходит в это время значительно быстрее, чем в нижнем девоне и более неравномерно. Особенно интенсивное погружение испытывает район бассейна р. Чумыша.

На юго-восточной окраине рассматриваемым выше образованиям соответствует антроповская свита, залегающая несогласно на тельбесской и представленная маломощными песчано-глинистыми образованиями, указывающими на формирование их в более мелководной среде. В районе р. Бель-Су мощность указанной свиты резко сокращается. В южной части

северо-восточной окраины эти отложения представлены также в песчано-глинистых фациях со значительным содержанием пирокластического материала. И, наконец, в пределах северной части северо-восточной окраины основную массу указанной выше свиты составляют эффузивы основной магмы. По северо-западной окраине осадки этого возраста не известны, кроме ее самой западной части, где под отложениями верхнего девона залегает эффузивно-туфогенная толща, близкая к толще Барзасского района.

Как можно видеть из сопоставления разрезов, породы среднего девона залегают на разновозрастных образованиях от кембрия до нижнего девона (см. фиг. 2). В среднем девоне М. А. Усовым отмечается несогласие между антропопской и лежащей выше абрамовской свитами. По шкале В. В. Белюсова ей будет соответствовать, очевидно, среднедевонская фаза. После этой фазы тектогенеза вновь начинается длительный процесс опускания, во время которого формируются верхние члены среднего девона Кузбасса (акараркчипские, керлегешские, сафоновские слои), содержащие типично морскую фауну. Юго-западная окраина, так же как и в предыдущее время, подвергается интенсивному прогибанию, особенно в своей южной части (бассейн р. Чумыша), о чем свидетельствует резкое возрастание мощностей в этом районе. На юго-восточной окраине им соответствуют песчано-глинистые отложения значительно меньшей мощности.

В конце среднего девона, как в юго-западной, так и в юго-восточной окраинах, намечается резкое обмеление бассейна. Здесь накапливаются прослой туфов и туффитов, а к району р. Кондомы приурочены эффузивы основного состава. Восточная окраина в это время по всей вероятности испытывала поднятие, так как в районе р. Н. Терси, Крапивинского купола и южной части Барзасского района аналоги этих образований отсутствуют. Отложения этого возраста появляются только в северной части Барзасского района в виде так называемой барзасской толщи, сложенной терригенным материалом, залегающей местами несогласно на кембро-силуре и среднем девоне (А. В. Тыжнов).

К западу, в сторону г. Кемерово, мощность барзасской толщи резко возрастает, намечается тенденция перехода ее на северо-западной окраине в типично морские образования. Таким образом, в период нижнего и среднего девона юго-западная окраина бассейна представляла собой область интенсивного прогибания и накопления морских осадков, а юго-восточная и северо-восточная — являлись переходными областями от типично морских к континентальным. К этому времени приурочен интенсивный вулканизм, проявившийся как в виде вулканических извержений (прослой туфов среди известняков), так и в виде трещинных излияний покровного типа.

Новые интенсивные движения испытала Кузнецкая впадина на границе среднего и верхнего девона. Это барзасская фаза тектогенеза, установленная впервые в 1936 г. А. В. Тыжновым в Барзасском районе. Осадки верхнего девона залегают трансгрессивно на породах кембро-силура (р. Омутная) и различных горизонтах среднего девона.

Поскольку в настоящее время нет достоверных сведений о присутствии верхнедевонских отложений на юго-западной окраине бассейна, будем считать, что участок этот в верхнем девоне был сушей с пологим выровненным рельефом, или это был подводный барьер, образовавший юго-западный контур впадины. Совершенно противоположные движения испытывали в это время северо-восточная и юго-восточная окраины, где откладываются известняки с морской фауной (фаленовый, монстровый, прелонгусовый горизонты). Верхнедевонский морской бассейн, очевидно, распространяется

на восток, захватывая частично Кузнецкий Алатау, который к этому времени был значительно денудирован. На северо-восточной окраине отлагаются в это время терригенные красноцветные осадки, чередующиеся с морскими карбонатными образованиями.

В начале верхнего девона, повидимому, происходила дифференциация движений по северо-восточной окраине. Интенсивно поднимался район р. Н. Терси и более слабо районы Барзас—Ермаки и Крапивинского купола. Особенно интенсивное прогибание происходит на северо-западной окраине бассейна, где отложения верхнего девона представлены типично морскими фациями, достигающими значительной мощности. Повидимому, именно с этой стороны происходила трансгрессия верхнедевонского моря в пределы котловины.

Характерным моментом для верхнедевонской эпохи является четко выраженный характер колебательных движений, фиксируемый рядом циклов, представляющих чередование терригенных и карбонатных толщ. Интересно отметить, что в западной части окраины (район с. Абышево), так же как и на северо-восточной, отлагались мелководные лагунно-континентальные осадки, чередующиеся с морскими. Конец верхнего девона характеризуется по всей Кузнецкой впадине резким обмелением бассейна.

На границе девона и карбона произошла следующая фаза тектогенеза, выделенная А. П. Ротаем в 1936 г. под названием абышевской, соответствующая бретонской фазе складчатости. С этой фазой большинство геологов связывает первые подвижки в районе Колывань-Томской складчатой полосы, которые в последующее время привели к образованию вала, замыкающего Кузнецкую впадину с северо-запада.

В нижнекаменноугольное время на фоне общего равномерного опускания всей впадины обозначились два максимума погружения, один из которых располагался на северо-западной, второй — на юго-восточной окраинах.

В средней части Кузбасса в широтном направлении проходила полоса минимальных погружений. Слабую изменчивость фациального состава нижнекаменноугольных отложений в пределах впадины следует, по всей вероятности, объяснить относительной равномерностью опускания. В целом отложения эти составляют единый макроцикл осадконакопления, который начинается на большей части впадины терригенными образованиями, сменяющимися карбонатными, а в верхней части разреза — снова терригенными. Во всем разрезе имеется морская фауна. Очевидно, каменноугольный бассейн не соответствовал современным границам впадины, но и не выходил далеко за ее пределы.

К концу визейского времени следует относить, повидимому, начало поднятий в районе западного окончания Инского залива и южной части Барзасского района. В первом визейские отложения оказались полностью смыты (район с. Завьялово), во втором — размыв достиг их средней части (перфишкин известняк, район с. Ермаки).

Кузнецкая впадина в конце визейского времени представляла собой ряд мелководных бассейнов, связь которых с морем была затруднена или полностью отсутствовала. Наступили условия, близкие к тем, которые существовали в период накопления угленосных толщ. На отдельных участках в это время происходило, возможно, образование углей (А. П. Ротаем обнаружено присутствие галек угля в острогских конгломератах). Отложению острогской свиты, повидимому, предшествовала фаза тектогенеза, слабо проявившаяся на территории Кузбасса. Эту фазу тектогенеза мы выделяем условно под названием ермаковской.

Острогская свита, которой начинаются отложения угленосных толщ, залегает на различных горизонтах визейского яруса, причем глубина размыва, по данным А. П. Ротая, не выходит за пределы верхотомской зоны. По результатам бурения на Ермаковской площади острогская свита местами залегает непосредственно на перфишкином известняке (подьяковская зона).

В большинстве известных разрезов в основании острогской свиты отмечается прослой конгломерата различной мощности, характер которого до настоящего времени не установлен. Часть геологов считает его базальным, другие — межформационным. Наиболее вероятной представляется первая точка зрения. Отсутствие конгломератов в отдельных районах может быть объяснено ингрессией морского бассейна в водоемы, сохранившиеся в некоторых районах Кузбасса с конца визейского времени. Присутствие морской фауны в районах д. Ст. Балахонка, Корчуган-Белкино, Ермаки, а также присутствие зерен глауконита в породах острогской свиты свидетельствуют о морских условиях, существовавших в это время.

В период накопления отложений балахонской свиты условия осадконакопления изменились. Прогибание дна бассейна, который постепенно опреснялся, компенсировалось приносом обломочного материала, вследствие чего бассейн все время оставался более или менее мелководным. Создавались условия, благоприятные для образования мощных торфяников. Интенсивность прогибания в различных частях впадины была неодинакова; разная была и интенсивность сноса обломочного материала с окружающей суши. Наибольшее прогибание испытывали районы Кемеровский и Томь-Усинский.

Отложением балахонской свиты заканчивается первый крупный цикл осадконакопления угленосных толщ, в котором острогскую свиту следует рассматривать как его базальную часть.

На границе балахонской и кузнецкой свит условия осадконакопления снова меняются. На северо-восточной окраине к основанию кузнецкой свиты приурочены прослой конгломератов непостоянной мощности. Выше залегает пачка пестроцветных пород. Если к этому времени не был приурочен размыв, то хотя бы для северо-восточной части надо предположить резкое обмеление бассейна, сменившееся довольно быстрым погружением. Последнее хотя в значительной мере и компенсировалось приносом обломочного материала, все же поверхность осадков оставалась ниже уровня бассейна. На этом бассейне, очевидно, сказывалось некоторое влияние моря, так как в нем обитала солоноватоводная фауна.

Кузнецкая свита вверх по разрезу постепенно переходит в отложения нижнекольчугинской подсвиты. К этому времени водоем представляет собой уже замкнутый бассейн опресненного типа. Прогибание дна полностью компенсируется приносным материалом. На фоне прогибания происходили частые мелкие колебательные движения, которые не давали возможности образовываться торфяникам значительной мощности. Ильинская и усятская толщи в своих типичных фациях являются переходными от кузнецкой к выпележащей — верхнекольчугинской (ерунаковской) подсвите. В северо-восточной части бассейна в период образования ильинской толщи накапливались дельтовые отложения какой-то речной системы, известные под названием красноярских песчаников. К югу они замещаются глинистыми фациями.

В верхнекольчугинское (ерунаковское) время создаются условия, близкие в смысле углеобразования к таким же при отложении балахонской свиты. В бассейне, повидимому, пресноводном озерного типа, происходит

образование торфяников. Этой подсвитой заканчивается второй крупный цикл накопления угленосных осадков, в котором кузнецкая свита является базальной, а кольчугинская свита — завершающей.

На границе перми и триаса в пфальцскую фазу тектогенеза произошло некоторое усложнение тектонического плана Кузнецкой впадины, вследствие чего триасовые осадки залегают на различных горизонтах верхнекольчугинской (ерунаковской) подсвиты. К концу этой фазы по всей вероятности наметились и главные разломы, отделяющие Кузнецкую впадину от горных сооружений, по которым произошли первые подвижки Салаира и Томь-Кольчугинской дуги в сторону впадины, а также воздымание Кузнецкого Алатау и Горной Шории. Этой фазой заканчивается герцинский цикл тектогенеза. В триасовый период прогибанию подверглась только центральная часть впадины, где и происходило накопление пород мальцевской свиты, во время образования которой, по крайней мере, три раза происходило внедрение палеобазальтов в виде пластовых залежей.

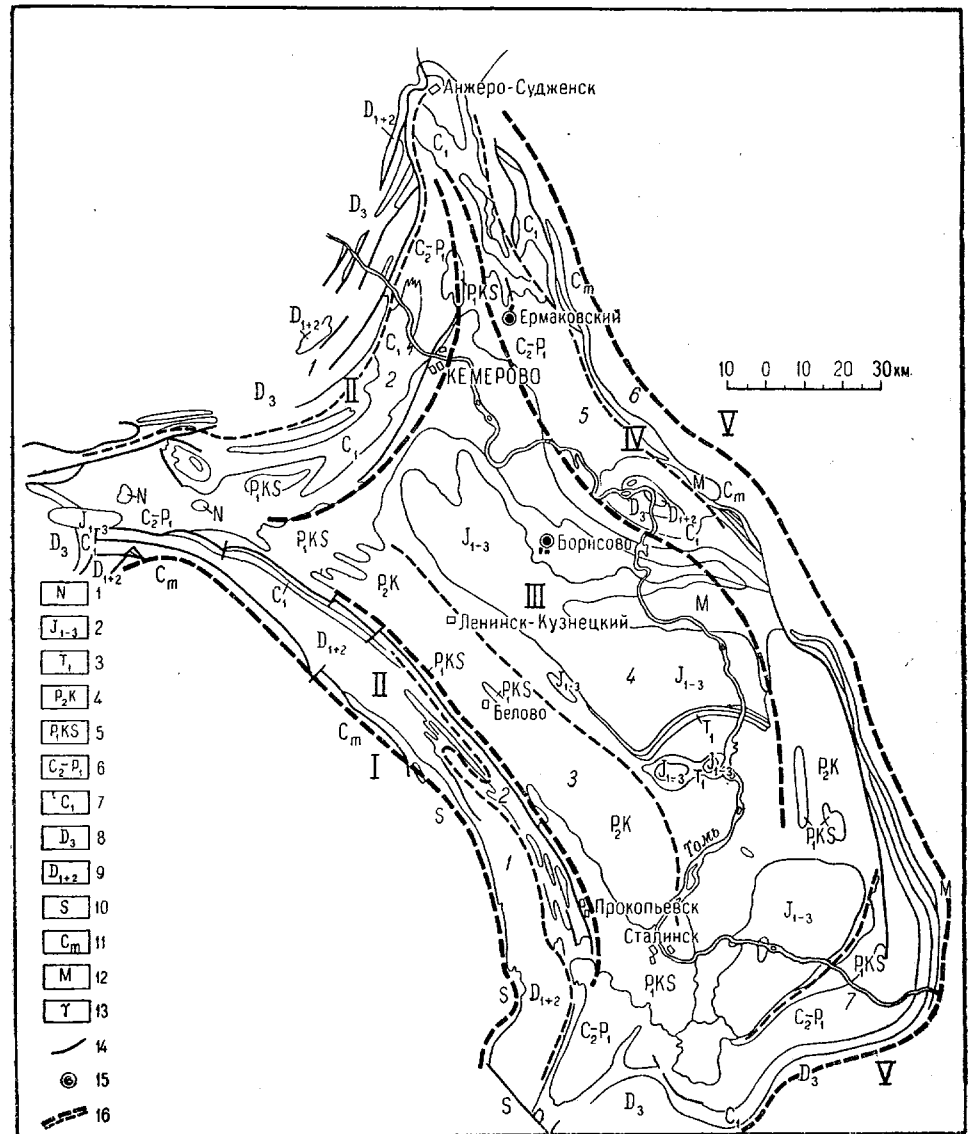
Древнекиммерийская фаза альпийского цикла тектогенеза проявилась в Кузбассе перед началом формирования толщ юрского возраста. Повидимому, это была одна из наиболее сильных фаз тектогенеза. В центральных частях впадины породы палеозоя и триаса были смяты в складки. По окраинам происходили значительные подвижки в перемещении масс по разломам, наметившимся в предыдущую фазу складчатости, а также образование ряда новых разломов, связанных с неравномерным подъемом окраинных частей впадины и окружающих их горных сооружений. В связи с поднятием бортов впадины усилилась эрозионная деятельность и продукты разрушения сносились в центральную часть впадины, где происходило накопление юрских песчано-глинистых отложений, торфяников и конгломератов залегающих с угловым несогласием на палеозое и триасе. Об амплитуде размыва окраинных частей впадины можно судить по гальке с каменноугольной фауной, найденной В. И. Яворским среди юрских конгломератов.

Новокиммерийская фаза тектогенеза, проявившаяся на границе юры и мела, смяла юрские отложения в пологие складки. С этой же фазой, повидимому, следует связывать значительные вертикальные перемещения по окраинам впадины. После отложения осадков юрского возраста началось медленное воздымание всей территории впадины и выравнивание ее поверхности.

Отложения верхнего мела, горизонтально залегающие на различных горизонтах палеозоя и мезозоя, представлены продуктами деятельности речных потоков.

Первоначальные границы Кузнецкой впадины имели иные очертания. Современная конфигурация явилась следствием орогенических движений, происходивших в окружающих впадину горных массивах в конце герцинского и начале альпийского орогенеза. Этими перемещениями обусловлено и своеобразное тектоническое строение этого бассейна, в котором наибольшая дислоцированность пород приурочена к периферийным частям. Складки сжаты, асимметричны и опрокинуты к центру впадины, в то время как плоскости многочисленных разломов направлены в сторону Салаира и Томь-Кольчугинской дуги. По направлению к центральной части впадины интенсивность складчатости ослабевает, а количество нарушений и их амплитуда уменьшаются.

Кузнецкий Алатау и Горная Шория на протяжении всей истории Кузнецкой котловины представляли собой жесткие массивы, которые в результате вертикальных движений раскалывались на отдельные блоки.



Фиг. 8. Схема тектонического строения Кузнецкой впадины:

1 — неоген, 2 — юра, конгломератовая свита, 3 — нижний триас, мальцевская свита, 4 — верхняя пермь, польчугинская свита, 5 — нижняя пермь, кузнецкая свита, 6 — средний карбон + нижняя пермь, балаховская свита, 7 — нижний карбон, 8 — верхний девон, 9 — нижний и средний девон, 10 — ордовик и силур, 11 — кембрий, 12 — базальты и диабазы, 13 — граниты, 14 — линия тектонического нарушения, 15 — опорные свавины, 16 — границы тектонических зон: I — область геосинклинальной складчатости наледонского тектогенеза, II — область складчатости геосинклинального типа герцинского тектогенеза: 1 — зона напряженной линейной складчатости и кливажа, 2 — зона линейной складчатости; III — область переходной складчатости герцинско-кimmerийского тектогенеза: 3 — зона нулисообразных брахискладок, 4 — зона пологих складок и крупных депрессий; IV — область платформенной складчатости герцинско-кimmerийского тектогенеза: 5 — зона прерывистых складок, 6 — зона глыбовых структур, 7 — зона юго-восточного моноклиналиного залегания пород; V — область геосинклинальной складчатости древнеаледонского тектогенеза.

Амплитуда таких перемещений иногда достигала значительной величины. Горно-Шорский массив испытывал интенсивное давление, очевидно, только со стороны Салаира.

О глубинном строении Кузнецкой впадины можно до некоторой степени судить по результатам геофизических работ. Особый интерес представляют результаты гравиметрической съемки, охватившей всю центральную часть впадины. Границам впадины соответствуют четко отбивающиеся гравиметрические ступени; Горно-Шорская, Салаирская, Топкинская; последняя отвечает границам Томь-Кольванской складчатой дуги. Резкое изменение поля силы тяжести указывает на то, что гравиметрические ступени могут быть связаны с тектоническими нарушениями. В пределах впадины аномалии силы тяжести связаны с выходами кристаллических пород Яйской глыбы и поднятием фундамента в районе Крапивинского купола. По данным геофизики площадь последнего значительно превосходит контур, указанный на геологических картах. Погружение впадины с севера на юг носит ступенчатый характер. В этом же направлении возрастает и мощность осадочных толщ. Характер гравитационных ступеней дает возможность предполагать, что погружение впадины связано с движением пород фундамента. Наибольшие глубины ее приурочены к району гг. Киселевска и Прокопьевска. К югу от г. Сталинска отмечается быстрое уменьшение глубин.

В Кузнецкой впадине могут быть выделены следующие тектонические области и зоны (фиг. 8).

ОБЛАСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ КАЛЕДОНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Область охватывает отложения нижнего палеозоя. Породы, слагающие эту область, сильно метаморфизованы, смяты в узкие складки, местами запрокинуты в сторону Кузнецкой впадины, разбиты многочисленными нарушениями. В ряде случаев осадочные породы прорваны гранитными интрузиями. Складчатость области возникла в результате тангенциальных движений в позднекаледонский цикл тектогенеза.

ОБЛАСТЬ СКЛАДЧАТОСТИ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ТИПА ГЕРЦИНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

1. Зона напряженной линейной складчатости и кливажа. Зона соответствует полю развития пород девонского возраста на северо-западной и юго-западной окраинах впадины. Породы этой зоны, так же как и предыдущей, характеризуются значительным метаморфизмом. Складки крутые, разбиты многочисленными нарушениями. Породы девона, карбона и угленосной толщи смяты в согласные складки. Каких-либо угловых несогласий не отмечается. Исходя из вышеуказанного, следует предположить, что складчатость этой зоны была сформирована в период герцинского цикла тектогенеза. Причем на юго-западной окраине впадины (район, прилегающий к Салаиру) складчатость сформировалась в более ранние фазы герцинского цикла, чем на северо-западной окраине (район прилегающий к Томь-Кольванской складчатой области).

2. Зона линейной складчатости. Для этой зоны характерны сжатые линейные складки, протягивающиеся на значительные расстояния вдоль своих осей. Складки разбиты многочисленными обычно мелкими нарушениями. Формирование складок произошло в герцинское время.

ОБЛАСТЬ ПЕРЕХОДНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ГЕРЦИНСКО-КИММЕРИЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

3. Зона кулисообразных брахискладок. Зона объединяет площадь развития складок с пологими крыльями, иногда асимметричных, хорошо выраженных по простиранию. Обычно наиболее полное развитие имеют синклинальные складки. К антиклиналям, как правило, приурочены взбросы; вследствие этого некоторые из них оказались уничтоженными или имеют в разрезе вид остроконечных гребней. Складчатость этой зоны довольно близко соответствует так называемой гребневидной складчатости В. В. Белоусова. Эта зона является переходной от зоны полной складчатости геосинклинального типа к платформенной. Здесь в связи с некоторым ослаблением тангенциального давления развивается более спокойная складчатость. Возникновение многочисленных разломов, приуроченных к этой зоне, по всей вероятности, связано с вертикальными движениями фундамента. Наиболее четко эта зона выражена вдоль юго-западной границы впадины между г. Ленинском-Кузнецком и с. Ильинским.

4. Зона пологих складок и крупных депрессий. В центральной части Кузнецкой впадины развиты очень пологие, неправильной формы положительные и отрицательные структурные элементы первого порядка: Чусовитенская, Центральная и Подобасско-Тутуяковская депрессии, Казанковско-Терсинский свод и Бочатско-Крапивинский вал. Структурные элементы первого порядка осложнены брахискладками второго порядка, которые характеризуются значительным разнообразием: они довольно крутые, неправильных очертаний, порой асимметричные. Крылья складок в одних случаях флексуорообразной формы, осложнены нарушениями, в других имеют пологие углы падений. К таким структурам должны быть отнесены структуры центральной части впадины: Казанковская, Абашевская, Боровлянская, Тарбоганская, Борисовская, Плотниковская и другие. Эти структуры разделяются неглубокими и широкими брахисинклиналями: Воробьевской, Ерунаковской, Байдаевской и др. Образование этих складок закончилось, по всей вероятности, в послееюрское время.

Своим происхождением эти складки обязаны боковому давлению, преимущественно со стороны Салаирского кряжа. Однако эти движения дошли сюда в значительной мере ослабленными, что несомненно отразилось и на характере складчатости.

Кроме этих движений, в рассматриваемой зоне проявились и вертикальные движения, связанные с подвижками фундамента, что нашло свое отражение в прогибании отдельных участков впадины и образовании крупных пологих депрессий.

ОБЛАСТЬ СКЛАДЧАТОСТИ ПЛАТФОРМЕННОГО ТИПА ГЕРЦИНСКО-КИММЕРИЙСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

5. Зона прерывистых складок. Складки этого типа осложнены нарушениями; они характеризуются пологими углами падения пород на крыльях и резко очерченной конфигурацией. В плане складки имеют либо вытянутые очертания (Барзасское поднятие), либо форму купола (Крапивинское поднятие). В их ядерных частях вскрываются древние породы до кембро-силура включительно. К этой же зоне следует, по видимому, отнести и Терсинскую структуру, в своде которой, судя по последним данным, выходят породы балахонской свиты. Следует предполагать, что эта

структура представляет собой крупное поднятие типа Крапивинского купола, погруженное на более значительную глубину, в результате чего эрозионный срез захватил только породы угленосной толщи.

Области погружений (депрессий) не имеют резко очерченных границ; последние определяются формой и расположением поднятий (Заломненская депрессия). Складки этой зоны, повидимому, являются переходными между зоной пологих складок и крупных депрессий центральной части впадины и зоной глыбовых структур, развитых на северо-восточной окраине.

Время возникновения прерывистых складок установить трудно. По всей вероятности, они формировались в результате ряда этапов; основными из них следует считать герцинский и древнекиммерийский циклы тектогенеза. Образование этих складок следует связывать с выгибанием фундамента и с последующим возникновением системы разломов в присводовых частях поднятий. К месту перехода антиклинальных структур (поднятий) в синклинальные депрессии приурочены периферийные складки второго порядка, оконтуривающие в виде цепочек структуры первого порядка. Они характеризуются небольшими размерами, сравнительно небольшими углами падения, нарушениями небольшой амплитуды, обычно приуроченными к крыльям этих складок. Как пример могут быть названы Невская, Конюхтинская, Ермаковская, Кучумовская структуры.

6. З о н а г л ы б о в ы х с т р у к т у р. Эта зона охватывает восточный борт Кузнецкой впадины и прилегающую к нему часть Кузнецкого Алатау, сложенную породами, испытавшими салаирскую фазу каледонского тектогенеза. Они интенсивно дислоцированы, метаморфизованы, прорваны изверженными телами.

Проявление тектонических движений в консолидированных породах Кузнецкого Алатау привело к образованию горстов и грабенов, вытянутых вдоль восточной границы Кузнецкой впадины (Яйский и Пезаский горсты, Тугонаковский и Боязаский грабены). Зарождение региональных разломов, по всей вероятности, следует относить к герцинскому циклу, а наиболее интенсивные движения по ним происходили в период киммерийского цикла тектогенеза.

Образование разломов связано с различными знаками движения жесткого фундамента впадины и западного борта Кузнецкого Алатау.

7. З о н а ю г о - в о с т о ч н о г о м о н о к л и н а л ь н о г о з а л е г а н и я п о р о д. Зона характеризуется более или менее спокойным моноклиналильным залеганием девонских, каменноугольных и угленосных осадков, связанных с постепенным погружением фундамента (дислоцированные породы кембро-силура) в северо-западном направлении. Моноклиналинное залегание осложнено интенсивной складчатостью второго порядка, приуроченной в основном к полю распространения пород острогской и балахонской свит. Складки имеют северо-восточное простирание и осложнены многочисленными разрывами. Породы выше- и нижележащих толщ залегают более спокойно, что, возможно, зависит от их литологического состава.

ОБЛАСТЬ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ СКЛАДЧАТОСТИ ДРЕВНЕКАЛЕДОНСКОГО ТЕКТОГЕНЕЗА

Эта область образована сильно метаморфизованными интенсивно дислоцированными породами нижнего палеозоя, прорванными изверженными породами.

Рассматривая Кузнецкую впадину в целом, можно отметить постепенное изменение характера складчатости со стороны Томь-Кольванской склад-

чатой дуги к центру впадины и от Салаирского кряжа в сторону Кузнецкого Алатау.

Линейные складки развиты вдоль северо-западной и юго-западной окраин, постепенно переходят в этом направлении в глыбовые структуры, развитые вдоль юго-восточной окраины. Переход от одного типа складчатости к другому, как это было показано выше, совершается постепенно через ряд промежуточных стадий. Если для юго-восточной окраины господствующим фактором для образования складок следует считать боковое давление со стороны Салаирского кряжа, то по мере его ослабления в сторону восточной окраины все большее значение в формировании структур Кузбасса приобретают вертикальные движения блоков фундамента, которым, повидимому, и обязаны своим возникновением пологие депрессии зоны IV и прерывистые складки зоны V; в последних породы фундамента обнажаются в присводовых частях поднятий.

На северо-восточной окраине глыбовые движения являются господствующими в формировании тектонических структур Кузбасса. Давление со стороны Томь-Колыванской складчатой дуги было, по всей вероятности, более слабым. Оно сказалось лишь в близко расположенных районах, так как к этому времени, повидимому, уже зародились основные элементы тектонического строения Кузнецкого бассейна, связанные с подвижками Салаирского кряжа.

ЛИТЕРАТУРА

1. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., 1954.
2. Бутов П. И. Предварительный отчет о геологических исследованиях, произведенных летом 1917 г. в северо-восточной части Кузнецкого бассейна. Изв. Геол. комитета, т. XXVII, № 2, 1918.
3. Наливкин В. Д. Условия образования угленосной толщи Кузнецкого бассейна. Вопросы петрографии и минералогии. Изд. АН СССР, М., 1953.
4. Новожилов Н. И. Первые находки двусторчатых ластаногих ракообразных в острогской свите Кузбасса. ДАН СССР, т. 92, № 4, 1953.
5. Ротай А. П. Стратиграфия нижнекаменноугольных отложений Кузнецкого бассейна. Труды ЦНИГРИ, вып. 102, 1938.
6. Ржонсницкая М. А. Спирифериды девонских отложений окраин Кузнецкого бассейна. Труды ВСЕГЕИ, Госгеолиздат, 1952.
7. Тыжнов А. В. Геологический очерк Барзасского района Кузнецкого бассейна. Материал к геологии Западной Сибири, № 3, Томск, 1938.
8. Усов М. А. Фазы и циклы тектогенеза Западно-Сибирского края. Изд. ЗСГТ, Томск, 1936.
9. Усов М. А. Конференция по стратиграфии Кузбасса. «Вестник ЗСГГТ», вып. 3, 1934.
10. Фомичев В. Д. Кемеровский район Кузнецкого бассейна. Международный XVII геологический конгресс. Сибирская экскурсия. Западная Сибирь. Л., 1937.
11. Фомичев В. Д. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1940.
12. Халфин Л. Л. Верхний девон с. Жарковского на р. Яе. Материалы к стратиграфии северной окраины Кузбасса. Труды НИУИ Кузбассугля, 1933.
13. Эйноор О. Л. К стратиграфии верхнего палеозоя Калбинского хребта (Восточный Казахстан). Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1953.
14. Яворский В. И., Лазуткин А. С. Нижний и средний девон юго-западной окраины Кузнецкого бассейна. Геология СССР, т. XVI, Кузбасс, 1940.
15. Яворский В. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Международный XVII геологический конгресс. Сибирская экскурсия. Западная Сибирь. Л., 1937.
16. Яворский В. И., Кумпан С. В., Доминиковский В. Геолого-экономический очерк Кузнецкого бассейна. Труды ВСЕГЕИ, вып. 137, 1941.
17. Яворский В. И., Бутов П. И. Кузнецкий каменноугольный бассейн. Труды Геол. комитета, нов. сер., вып. 177, 1927.
18. Янишевский М. Э. Описание фауны из основания угленосной толщи Кузнецкого бассейна. Ученые записки, т. I, вып. 1, ЛГУ, 1935.

Н. Г. Чочиа, В. И. Краснов и З. Н. Ипатова

МИНУСИНСКИЕ КОТЛОВИНЫ

Настоящая статья является краткой сводкой результатов опорного бурения, производившегося в Северо- и Южно-Минусинской котловинах или впадинах.

В основу ее легли личные наблюдения авторов, производивших обработку разрезов Быстринской и Копьевской опорных скважин, а также данные геологов Быстринской и Копьевской разведочных площадей (В. И. Зильбермана, З. И. Касьяновой) и некоторые материалы треста «Минусиннефтегазразведка».

Кроме того, авторами частично были использованы материалы ВСЕГЕИ, так как до 1951 г. обработка разреза Быстринской опорной скважины велась сотрудниками этой организации, работающими под руководством В. С. Мелешенко.

В статье учтены также материалы геологических исследований Минусинской экспедиции ВНИГРИ.

В составлении настоящей статьи принимали участие три автора: Н. Г. Чочиа, В. И. Краснов и З. Н. Ипатова. Раздел — Основные черты геологического строения Минусинских котловин — написан В. И. Красновым и Н. Г. Чочиа, а раздел — Важнейшие геологические данные, полученные в результате опорного бурения, — всеми тремя авторами.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ МИНУСИНСКИХ КОТЛОВИН

Минусинские котловины — Южно-Минусинская и Северо-Минусинская — представляют собой крупные межгорные впадины, ограниченные со всех сторон горными сооружениями (фиг. 1).

С запада они отделены от Кузнецкой впадины Кузнецким Алатау, с востока ограничены Восточными Саянами. На юге их границей является склон Западных Саян, а на севере — невысокий Солгонский кряж.

Разделяющий эти две котловины кряж носит название Батеневского. В его пределах располагается небольшая Сыдо-Ербинская впадина. С более северной, Назаровской котловиной Северо-Минусинская соединяется через так называемые «Ужурские ворота», представляющие собой пониженное пространство между западным краем Солгонского кряжа и отрогами Кузнецкого Алатау.

Южно-Минусинская котловина имеет площадь около 20 000 км², а Северо-Минусинская — 15 000 км².

В геологическом строении прибортовых частей Минусинских котловин и обрамляющих их горных сооружений принимают участие докембрийские,

ОРДОВИКСКИЕ И СИЛУРИЙСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Ордовикские и силурийские отложения известны только в южных предгорьях Западных Саян. Здесь они доказаны фаунистически. В остальных районах, как, например, на юго-западном и южном склонах Восточных Саян, обращенных к Южно-Минусинской котловине, эти отложения фаунистически не доказаны. Поэтому развитые здесь эффузивно-туфогенные породы отнесены к ордовику условно.

В северо-западной части Кузнецкого Алатау к ордовику относят пестроцветную пирокластическую толщу, представленную порфиритами, туфами, песчаниками, сланцами и конгломератами.

В Западных Саянах отложения, условно относимые к ордовику, представлены песчаниками, сланцами с многочисленными прослоями известняков. Широким распространением пользуются хлоритово-серицитовые, хлоритовые, кварцево-серицитовые и хлоритово-роговообманковые сланцы.

Силурийские отложения имеют ограниченное распространение. Условно к ним относятся зеленоватые песчаники и глинистые сланцы и мощные толщи различных эффузивно-туфогенных пород, туфопесчаники и конгломераты. Последние широко развиты в области Южного склона Восточных Саян.

Фаунистически охарактеризованные силурийские отложения известны всего лишь в нескольких пунктах: в верховьях р. Амыла, в среднем течении р. Усы, в верховьях р. Аны и представлены песчаниками, сланцами, мергелями и известняками. Мощность ордовикских и силурийских отложений превышает 1000 м.

ДЕВОНСКИЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Отложения всех трех отделов девонской системы широко развиты в пределах Минусинских котловин.

Наиболее детально девон изучен в Южно-Минусинской котловине. Достаточно подробно описан и близкий к нему по характеру разрез девона Северо-Минусинской котловины. Произведено сопоставление отмеченных двух разрезов. Дробная стратиграфическая схема девонских отложений разработана В. С. Мелещенко и Н. А. Беляковым (1951) для Южно-Минусинской котловины. Она основана на палеонтологическом методе в сочетании с принципом цикличности. Каждый цикл начинается обломочными, главным образом, красноцветными толщами и завершается сероцветными, как правило, в значительной своей части карбонатными пачками.

Как показали произведенные за последние два года исследования, эта схема с небольшими дополнениями (Н. А. Осипова, 1953) может быть принята и для Северо-Минусинской котловины.

В нижнем девоне выделяется только кобленцкий ярус. Осадки жединского яруса отсутствуют. В Южно-Минусинской котловине нижний девон развит на сравнительно небольшой площади в крайней юго-западной ее части.

Нижняя часть кобленцкого яруса, выделяемая здесь под названием чиланской свиты, представлена порфиритами различного состава с прослоями красноцветных песчаников и алевролитов. Мощность ее по данным А. И. Анатольевой составляет 1000 м.

Разрез кобленцкого яруса заканчивается в этом районе отложениями имекской свиты, представленными зеленовато-серыми мергелями, песчаниками, известняками с остатками флоры. Мощность ее достигает 165 м.

В Северо-Минусинской котловине к осадкам нижнего девона, повидимому, следует относить нижнюю часть осадочно-эффузивной толщи, развитой в районе озер Шунет и Матарак и в приаэриальной части Копьевского купола.

Отложения эйфельского яруса развиты в Южно-Минусинской котловине только на юго-западе. Они представлены в нижней части красноцветной алевроитово-аргиллитовой толщей — толщюковской свитой, мощностью до 1500 м. Верхнюю часть яруса слагают сероцветные известняки и мергели таптыгской свиты, содержащие многочисленную фауну кораллов, наутилоидей, трилобитов, брахиопод и пелеципод. Мощность таптыгской свиты достигает 365 м.

В Северо-Минусинской котловине к эйфельским отложениям следует относить верхнюю часть эффузивно-осадочной толщи, развитую в районе озер Шунет и Матарак, а также в центральной части Копьевского купола. Мощность всей эффузивно-осадочной толщи составляет здесь 1400 м.

Живецкие отложения среднего девона пользуются более широким распространением как в Южно- так и в Северо-Минусинской котловинах. Разрез этих отложений начинается в Южно-Минусинской котловине красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, а также порфиридами различного состава, выделяющимися под названием абаканской свиты. Ее мощность достигает 1600 м. Среднюю часть разреза живецкого яруса слагают желтые и серые алевролиты и мергели сарагашской (или аскизской и илеморовской) свиты, фашиально замещающиеся в прибортовых частях котловины, на отдельных участках, толщей порфиритов и туфов (выделенной В. С. Меленченко под названием азыргальской фаши). Мощность этих свит в Южно-Минусинской котловине достигает 800 м. Верхняя часть яруса представлена известняками бейской свиты с обильной и разнообразной фауной брахиопод, пелеципод, мшанок и др. Ее мощность достигает 350 м.

В Северо-Минусинской котловине эйфельский ярус представлен близким по характеру разрезом. Из отличий можно отметить лишь то, что абаканская свита разделяется на две подсвиты — нижнеабаканскую, сложенную в основном порфиридами и туфами, среди которых наблюдаются иногда прослойки красноцветных конгломератов, песчаников и алевролитов, и верхнеабаканскую, красноцветную песчано-алевролитово-аргиллитовую толщу. Верхнеабаканская подсвита залегает на нижнеабаканской с размывом и, возможно, с угловым несогласием. Мощность нижнеабаканской подсвиты достигает иногда 850 м. Верхнеабаканская имеет мощность от 20 до 200 м.

Сарагашская свита как по литологии, так и по мощности близка к одноименной свите Южно-Минусинской котловины, однако мощность ее несколько меньше — от 80 до 160 м.

Бейская свита представлена здесь чередованием известковистых аргиллитов и пачек водорослевых известняков. Лишь самая верхняя часть ее, выделяющаяся в верхнебейскую подсвиту, сложена чистыми органогенными известняками, содержащими морскую фауну (брахиоподы, пелециподы, мшанки, криноидеи), посящую, однако, следы угнетения. Мощность бейской свиты составляет здесь 100—170 м.

В верхнем девоне выделяются франский и фаменский ярусы. Разрезы этих ярусов для Южно- и Северо-Минусинской котловин по своему характеру весьма сходны. В нижней своей части франский ярус начинается красноцветными отложениями монокской свиты, мощностью до 450 м, представленными песчаниками, алевролитами и аргиллитами. В этих отложениях встречаются невыдержанные прослойки комковатых мергелей с обломками панцирей верхнедевонских рыб. Верхнюю часть яруса слагают серо-

зеленые песчано-сланцевые отложения, относимые по стратиграфической схеме В. С. Мелешенко и Н. А. Белякова к кохайской свите. Мощность ее достигает 470 м. В отложениях последней, главным образом, в аргиллитах, обнаружены растительные остатки, остракоды и филлоподы, подтверждающие ее франкский возраст.

Разрез фаменского яруса представлен красноцветными отложениями тубинской свиты, представленной песчаниками, алевролитами и аргиллитами. Встречаются прослойки комковатых мергелей, включающих многочисленные отпечатки растений и остатки панцирных рыб. Мощность свиты в пределах Южно-Минусинской котловины достигает 1000 м. В Северо-Минусинской котловине максимальная мощность ее составляет 600 м.

КАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Как в Южно-, так и в Северо-Минусинской котловине разрез карбона начинается с быстрянской свиты. Последняя сложена тонкослоистыми, преимущественно сероцветными песчаниками, мергелями, алевролитами. По флоре эта свита должна быть отнесена к верхнему девону. Наиболее характерными верхнедевонскими формами, как отмечает А. Н. Криштофович, являются: *Morestetia Zaleskyi* S t o c k, *Sphenophyllum subtenericum* N a t h., а также *Pteridorhachis*. По ихтиофауне (данные Д. В. Обручева), а также по фауне брахиопод и фораминифер ее возраст достаточно уверенно определяется как нижнекаменноугольный. Мощность этой свиты колеблется от 60 до 250 м.

На отложениях быстрянской свиты без каких-либо следов перерыва залегают породы минусинской свиты нижнего карбона.

Отложения минусинской свиты пользуются широким распространением в пределах обеих котловин.

В Южно-Минусинской котловине они слагают почти половину ее площади. В Северо-Минусинской котловине они занимают территории синклинальных зон (Ужуро-Чебаковский и Сарагашский прогибы: Балахтинскую мульду и др.).

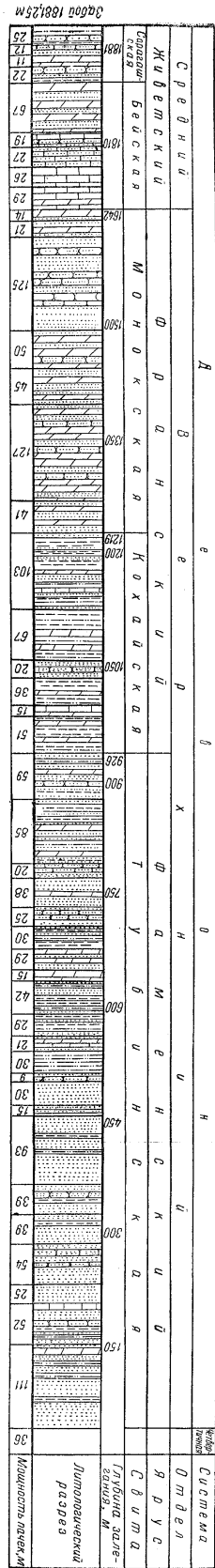
Согласно новейшей схеме М. И. Грайзера (1954 г.), минусинская свита нижнего карбона делится на семь толщ (снизу вверх): алтайскую, надалтайскую, самохвальскую, кривинскую, чейскую, комарковскую, тагарско-подсиньскую. Две нижние толщи условно относятся к турне, а пять верхних — к визейскому ярусу.

Алтайская толща сложена лилово-красными, желтосерыми и красноцветными туффитовыми песчаниками и алевролитами. Мощность толщи от 50 до 170 м.

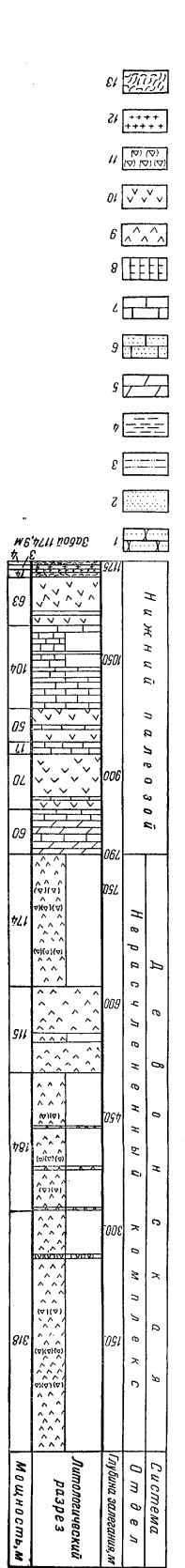
Отложения вышележащей надалтайской толщи представлены чередованием серых песчаников, алевролитов, аргиллитов, известняков, реже туффитов. В известняках Северо-Минусинской котловины встречены редкие брахиоподы и остракоды. Довольно многочисленны остатки рыб и растений. Мощность толщи от 70 до 150 м.

Самохвальская толща имеет довольно однообразный характер и в большинстве разрезов сложена переслаивающимися зелеными и коричневыми песчаниками, реже алевролитами, известняками и туффитами. В основании толщи почти повсеместно развит пласт конгломерата. Мощность толщи колеблется от 100 до 200 м.

Отложения кривинской толщи являются второй красноцветной пачкой в минусинской свите нижнего карбона. Слагают ее, главным образом, пес-



С. Бистрое
С. Н. Индеев
С. Н. Индеев и А. В. Афанасьев
С. Н. Индеев, В. И. Краснов
С. Н. Индеев, В. И. Краснов
С. Н. Индеев, В. И. Краснов
С. Н. Индеев, В. И. Краснов



Ст. Княев
С. Н. Индеев, В. И. Краснов
С. Н. Индеев, В. И. Краснов
С. Н. Индеев, В. И. Краснов
С. Н. Индеев, В. И. Краснов

Диаг. 2. Разрез стваний Митусовских котловин:
1 — песчаник, 2 — алевролит, 3 — аргиллит алевролитовый, 4 — аргиллит, 5 — мергель, 6 — известняк алевролитовый, 7 — известняк, 8 — известняк с примесью сланца, 9 — порфирит, 10 — гнейз, 11 — туфобрекчия, 12 — граволопудра, 13 — метаволканизитовый туф.

Ввиду того, что сплошной отбор керн по скважине № 9-Р был предусмотрен лишь с глубины 1850 м, характеристика вскрытых скважиной отложений дается по опорной скважине № 1-Р.

По литологическим, фаунистическим и электрокаротажным данным сотрудниками ВСЕГЕИ Н. А. Беляковым и В. С. Мелешенко и геологом Быстрианской опорной скважины А. Н. Хребтовым в разрезе скважины выделены (сверху вниз): тубинская, кохайская и монокская свиты верхнего девона, бейская и сарагашская (аскизская и илеморовская) свиты среднего девона.

Сотрудником ВСЕГЕИ О. И. Некрасовой дана подробная литолого-петрографическая характеристика тубинской, кохайской и верхней части монокской свит.

После дополнительного макро- и микроскопического просмотра керн опорной скважины петрографом Э. Н. Ипатовой несколько уточнены границы пачек, выделенных предыдущими исследователями в тубинской и кохайской свитах, а также выделены отдельные пачки в монокской, бейской и сарагашской свитах.

Быстрианской опорной скважиной вскрыты отложения верхнего и среднего девона (фиг. 2).

Фаменский ярус верхнего девона

Тубинская свита. По площади развития тубинская свита занимает первое место среди других свит девона. Ею слагаются сводовые части структур: Быстрианской, Тагарской, Алтайской, Карасукской в Южно-Минусинской и Белоярской и других в Северо-Минусинской котловинах.

Основными породами, слагающими свиту, являются алевролиты, в подчиненном количестве песчаники и аргиллиты и в виде тонких прослоев известняки, мергели, псевдоконгломераты и крайне редкие прослои (в 3—5 см) углей.

Фаменский возраст тубинской свиты определяется, во-первых, положением ее в разрезе выше кохайской свиты, во-вторых, многочисленными отпечатками панцирных рыб, среди которых, по определению Д. В. Обручева, присутствуют: *Dipteridae* (aff. *Dipterus*), *Osteolepis* sp., *Megalichtis* sp., *Taumatolepis* gen. et sp. n.

Из растительных остатков А. Н. Криштофовичем определены: *Archaeopteris Bormmeriana* (G o e r p), *Arch. Jacksonii*, *Arch. sp.*, *Sphenopteridium* cf. *keilhani* N a t h., *Protopteridium hostimensis* K r e j e i, *Pseudobornia ursina* N a t h., *Pachiopteris* sp., *Condrusia rumex* S t a c h, *Heterangius* sp.

Мощность тубинской свиты колеблется от 900 до 1100 м. Опорной скважиной она вскрыта в интервале 0—926 м.

В разрезе скважины свита представлена известковистыми алевролитами и аргиллитами с подчиненными им прослоями песчаников, мергелей, глинистых и комковатых известняков. Породы характеризуются красноцветной окраской с редкими пачками пестроокрашенных, серых, зеленовато-серых и серо-фиолетовых пород.

Повсеместно в породах этой свиты встречаются включения известняка и, в нижней части разреза, включения гипса. По литолого-петрографическим данным в интервале 36—926 м в составе тубинской свиты удалось выделить следующие 22 пачки пород (верхняя часть разреза до глубины 503 м дана по керну реликтовой скважины).

	Глубина залегания кровли пачки, м
1. Аргиллитово-мергельно-алевролитовую	36
2. Песчаниково-аргиллитово-известняково-алевролитовую	147
3. Алевролитовую	199
4. Песчаниково-алевролитовую	224
5. Алевролитовую	278
6. Песчаниково-алевролитовую	317
7. Аргиллитово-алевролитовую	356
8. Известняково-алевролитово-песчаниковую	449
9. Алевролитовую	464
10. Песчаниковую	494
11. Мергельно-известняково-алевролитовую	503
12. Мергельно-алевролитовую	533
13. Алевролитово-аргиллитовую	544
14. Аргиллитово-алевролитовую	583
15. Мергельную	625
16. Мергельно-алевролитовую	639
17. Алевролитово-аргиллитовую	668
18. Алевролитово-песчаниковую	699
19. Алевролитовую	724
20. Алевролитово-песчаниковую	761
21. Мергельно-алевролитово-аргиллитовую	782
22. Песчаниково-мергельно-аргиллитово-алевролитовую	867

Почти для всех пачек характерна красно-коричневая и коричнево-красная окраска с фиолетовыми и зелеными пятнами. Только породы пачек 12, 15 и 20 характеризуются серой, серовато-зеленой и серовато-фиолетовой окраской.

Из органических остатков лишь на глубине 601,2—602,94 м были встречены остатки панцирных рыб. Кроме того, в породах пестроцветных пачек встречался растительный детрит.

Ниже по разрезу отложения тубинской свиты сменяются породами кохайской свиты. Граница между ними неясная и намечается, главным образом, по смене окраски пород.

Франский ярус

Кохайская свита. Эта свита, так же как и тубинская, впервые выделена Н. А. Беляковым и В. С. Мелещенко и названа по имени хр. Кохай, протягивающегося вдоль левого берега р. Тѣи в районе улуса Федорова. С нижележащей моноксской и вышележащей тубинской свитами она связана постепенными переходами.

Сложена кохайская свита в основном алевролитами и, в подчиненном количестве, песчаниками, аргиллитами, мергелями и известняками. Среди последних наблюдаются водорослевые разности. Из органических остатков в отложениях свиты встречены остракоды, раковинки филлопод, чешуи и зубы панцирных рыб, а также отпечатки растений.

Преобладающей окраской пород является серая, темносерая, серо-зеленая, редко красная и розовая.

Возраст кохайской свиты устанавливается по фауне филлопод, среди которой Е. М. Люткевичем определены *Estheria vulgaris* Lutk., *E. rotundula* Lutk., *E. excentrica* Lutk.

Эти виды развиты в щигровских слоях франского яруса Центрального девонского поля и снетогорских слоях Главного девонского поля.

Из ихтиофауны Д. В. Обручевым отмечены: *Bothriolepis* cf. *cellulosa* P a n d e r., *Bothriolepis* sp., *Osteolepidae*, nov. gen., nov. sp., *Glyptolepis remota* O r b., *Dipteris* sp. и др.

Д. В. Зеккелем и В. С. Заспеловой установлены остракоды: *Buregia* sp., *Knoxiella* sp., *Savellina* sp., *Menerella* sp.

Из растительных остатков А. Н. Криштофовичем определены *Pteridorrhachis* sp.

Мощность кохайской свиты на р. Тее равна 600 м, на Алтайской площади — 410—430 м, на Карасукской площади — 280 м и в районе Салбы — 200 м.

Опорной сважкиной свита пересечена в интервале 926—1219 м. Мощность ее 293 м.

В данном разрезе отложения представлены глинистыми известковистыми алевролитами, аргиллитами и мергелями с редкими прослоями песчаников и известняков.

Свита характеризуется перемежаемостью зеленовато- и голубовато-серых, серо-фиолетовых, коричневатых-серых и, реже, красноцветных и темносерых пород.

В результате детального петрографического изучения в кохайской свите удалось выделить следующие шесть пачек пород:

	Глубина залегания кровли пачки, м
1. Мергельно-аргиллитовую	926
2. Известняково-мергельную	977
3. Мергельно-аргиллитовую	992
4. Песчано-алевролитовую	1028
5. Мергельно-аргиллитовую	1049
6. Мергельно-аргиллитово-алевролитовую	1116

В отложениях последних двух пачек, в интервале 1076—1219 м найдена фауна, отмеченная выше.

Граница с нижележащей монокской свитой неясна и проводится условно на глубине 1219 м по появлению красноцветных пород.

Эта граница хорошо увязывается с данными Е. М. Люткевича, который, основываясь на определениях эстеров, предлагает до глубины 1218,5 м относить породы к кохайской свите франского яруса.

Монокская свита. Эта свита в верхнем девоне Южно-Минусинской котловины также выделена Н. А. Беляковым и В. С. Мелещенко. Наиболее полный разрез ее имеется у устья р. Монок на правом берегу р. Абакана. Мощность свиты колеблется от 80 до 460 м. В южной части котловины на р. Тее она достигает 460 м, а в районе р. Аскиза уменьшается до 80 м. Далее к северо-западу, в районе Алтайской нефтегазразведки мощность свиты снова увеличивается до 405—435 м, а на рр. Джириме и Салбе уменьшается до 220 м.

Отложения монокской свиты представлены толщей переслаивания известковых алевролитов, песчаников и аргиллитов с невыдержанными прослоями конгломератов, известняков и комковатых мергелей.

Франский возраст свиты устанавливается по остаткам панцирных рыб, а также по положению ее в разрезе.

Из рыб определены *Bothriolepis* cf. *cellulosa* P a n d e r., *Bothriolepis sibirica* O r b., *Ctenacanthus* sp., *Arthroidira* (aff. *Coccosteus*).

Встречены многочисленные отпечатки растений, определенные А. Н. Криштофовичем как *Pteridorhachis* sp.

В скважине № 2-Р на Алтайской структуре отмечено присутствие *Estheria* cf. *tymanica*. Последняя характерна для нижнефранских отложений.

Опорной скважиной № 1-Р монокская свита вскрыта в интервале 1219—1642 м. Мощность ее 423 м.

По внешнему виду отложения этой свиты сходны с породами тубинской свиты. Здесь также развиты красноцветные отложения: известковые алевролиты, аргиллиты, мергели и песчаники, переслаивающиеся между собой. Встречаются редкие прослой комковатых известняков. Преобладающими породами монокской свиты являются известковые алевролиты, алевролитовые мергели и их переходные разности. В отличие от пород тубинской свиты здесь не выделяются пестроцветные пачки.

По всему разрезу встречаются включения известняка.

По преобладанию тех или иных пород в монокской свите удалось выделить следующие пачки:

	Глубина залегания кровли пачки, м
1. Мергельно-алевролитовую	1219
2. Песчаниково-алевролитово-мергельную	1260
3. Мергельно-алевролитовую	1387
4. Песчаниково-алевролитово-мергельную	1432
5. Песчаниково-алевролитовую	1482
6. Мергельно-алевролитовую	1607

Переход монокской свиты в нижележащую бейскую постепенный.

Между этими свитами залегает переходная пачка мощностью в 14 м (1628—1642 м), представленная чередованием красновато- и серовато-коричневых алевролитов и мергелей, характерных для монокской свиты, с серовато-зелеными алевролитами и мергелями, характерными для нижележащей бейской свиты.

Живетский ярус

Бейская свита. На территории Южно-Минусинской котловины литология и фации бейской свиты изменяются сравнительно мало. Мощность ее колеблется от 150 до 350 м, достигая в южной части котловины 350 м, в районах р. Тёи и Аскиза — 315 м и в пределах Алтайской и Карасукской нефтегазразведок — 160 и 150 м. Далее к северо-западу и северо-востоку мощность свиты несколько увеличивается.

В бейской свите почти повсеместно прослеживаются четыре фаунистически охарактеризованных горизонта.

В нижней части свиты выделяется горизонт скорлуповатых водорослевых известняков, среди которых встречаются прослой коралловых известняков и алевролитов. Мощность этого горизонта 10—30 м.

Выше залегает второй горизонт, представленный серыми глинистыми, иногда слабо битуминозными известняками с тонкими прослоями аргиллитов, алевролитов и мелкозернистых песчаников.

В этом горизонте содержится многочисленная фауна брахиопод, пелеципод и мшанок, среди которых наиболее характерными являются: *Theodossia schmidti* Stuck., *Emanuella takvanensis* Kayser., *Avicula (Leptodesma) asa* B. Nal., *Athyris concentrica* Buch., *Brachispirifer martinovi* Stuck.

Из остатков панцирных рыб А. П. Быстровым определен *Psaumolepis paracloka* Agass.

Мощность этого горизонта от 8 до 20 м.

Третий горизонт представлен известняками с подчиненными прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. В этом горизонте встречается большое количество банок пелеципод *Pterinea minusinensis* Stuck.

Мощность третьего горизонта 8—12 м.

Четвертый горизонт представлен органогенными, глинистыми известняками и мергелями с незначительными (1—5 мм) прослоями листоватых известковистых аргиллитов.

Наиболее характерными формами, встречающимися только в этом горизонте, являются: брахиоподы *Streptorhynchus devonicus* Orb., *Productella productoides* Murch., *Atrypa waterloensis* Weds., мшанки — *Lioclema jakovlevi* (Schoenmann), табуляты — *Thecostegites firmus* Sock. и черви — *Spirorbis* sp.

Мощность горизонта равна 60—80 м.

Опорной скважиной бийская свита пересечена в интервале 1642,5—1810 м. Мощность ее 167,5 м.

Представлена свита глинистыми алевроитовыми известняками, местами обогащенными фауной, среди которых имеются прослой алевролитов, мергелей и, реже, песчаников. Нередко встречаются переходные породы между алевролитом и алевроитовым известняком. По всему разрезу, особенно в его нижней части, наблюдается сильная загипсованность пород.

Выше охарактеризованные четыре горизонта в разрезе опорной скважины не прослеживаются.

В результате литолого-петрографического исследования в бейской свите удалось выделить следующие пакки пород:

	Глубина залегания кровли пакки, м
1. Мергельно-известняковую	1642
2. Известняковую	1671
3. Алевроитовых известняков	1697
4. Песчаниково-мергельно-известняковую	1724
5. Мергельно-алевролитовую	1743

В скважине № 1-Р в интервалах 1724—1943 и 1671—1697 м найдены брахиоподы, определенные М. А. Ржонницкой как *Athyris concentrica* Buch, *Retzia* sp., *R. cf. lopatini* Stuck., *Eurispirifer cheehiel* Kon. nov. *alata* Stuck., *Brachispirifer cf. martianovi* Stuck.

Граница между бийской и нижележащей сарагашской свитой проводится нами условно на глубине 1810 м по подошве сильно известковистых алевролитов.

Сарагашская свита (илеморовская + аскизская). Илеморовская свита была впервые выделена Н. А. Беляковым и В. С. Мелешенко. Наиболее полный разрез ее известен на левом берегу р. Тёи, ниже д. Илеморова, где мощность этой свиты достигает 550 м. Мощность свиты уменьшается с юго-запада на северо-восток. В районе с. Биджи мощность ее 140 м. Свита залегает согласно на породах аскизской свиты. На восточном склоне Кузнецкого Алатау породы илеморовской свиты налегают непосредственно на граниты Уйбатского отрога.

Илеморовская свита претерпевает значительные фациальные изменения. На юго-западе Южно-Минусинской котловины она представлена грубозернистыми песчаниками и мощность ее достигает 435 м, на севере и в южной части — преобладают алевролиты и аргиллиты с подчиненным количеством песчаников, при общей мощности в 150—200 м. Окраска пород серая,

зеленоватая, темносерая. При этом песчаники обладают более светлой окраской, чем алевролиты.

Темные породы иногда обогащены органическим веществом и переполнены раковинами филопод, обломками панцирей рыб и растительным детритусом.

Аскизская свита. С вышележащей илеморовской свитой связана постепенным переходом. Мощность ее колеблется от 75 (Алтайская нефтеразведка) до 390 м (р. Тёя).

Свита представлена тонкослоистыми, иногда известковистыми алевролитами, мергелями с подчиненными прослоями известняков и песчаников. Цвет пород в обнажениях бледножелтый, в горных выработках — серый и темносерый. Наблюдаются тонкие линзовидные прослойки гипса.

В разрезе опорной скважины разделение сарагашской свиты на илеморовскую и аскизскую не представляется возможным.

Сарагашская свита вскрыта в интервале 1810—1881,25 м. Вскрытая мощность ее равна 61,25 м.

В скважинах № 9-Р, 3 и 8 Быстрянской структуры ниже сарагашских пород вскрыты красноцветные отложения абаканской свиты. Переход к этим отложениям постепенный.

В разрезе скважины № 1-Р сарагашская свита представлена однообразной толщей темносерых, часто загипсованных алевролитов, мергелей, аргиллитов, светлоокрашенных песчаников и редких прослоев известняков и доломитов.

Из органических остатков наблюдается лишь растительный детрит. Детальное литолого-петрографическое исследование пород сарагашской свиты дало возможность выделить в ней следующие пачки:

	Глубина залегания кровли пачки, м
1. Аргиллитово-алевролитово-песчаниковую	1810
2. Мергельную	1832
3. Песчаниково-алевролитовую	1843
4. Песчаниково-аргиллитовую	1855

На глубине 1881,25 м скважина № 1-Р была остановлена. Задачи опорной скважины № 1-Р перенесены на скважину № 9-Р, материалы которой еще не обработаны.

В результате бурения Быстрянской опорной скважины установлено, что в центральной части Южно-Минусинской котловины отложения бийской и сарагашской свит имеют иное строение, чем по ее периферии. При этом мощность живетских отложений здесь невелика, тогда как толща верхнего девона достигает значительной мощности.

Это позволяет говорить о том, что в живетское время центральная и особенно северная части Южно-Минусинской котловины испытывали погружение меньшее, чем южная ее часть. В верхнедевонское же время закономерность изменения мощностей становится иной: мощности свит увеличиваются от краев котловины к ее центру.

СЕВЕРО-МИНУСИНСКАЯ КОТЛОВИНА

В 1952 г. в целях изучения стратиграфии и установления перспектив нефтегазоносности ниже- и среднедевонских отложений (кобленцкого и эйфельского ярусов), возникла необходимость бурения опорной скважины в Северо-Минусинской котловине.

Место для опорной скважины было выбрано в центральной части котловины на Копьевском куполе.

Эта скважина расположена на северо-западном крыле поднятия, на левом берегу, р. Чулыма в 2,5 км севернее ст. Копьево.

Следует отметить явно недостаточный выход керна. Общий выход его по всему разрезу Копьевской скважины составлял всего 19,9%, а с начала бурения со сплошным отбором (интервал 932—1174,9 м) — 40,3%. Линейный выход керна по разрезу на 1174,9 м составляет 233,92 м, из них: при бурении от 0 до 501 м — 11,2 м, от 501 до 832 м — 84,5 м, от 832 до 1174,9 м — 138,22 м.

При бурении этой скважины нефте-газо-водопроявлений зафиксировано не было. Испытание скважины не производилось. Бурение прекращено 19 августа 1953 г. при забое 1175 м после сообщения геологов И. В. Лучицкого, В. С. Мелещенко и Н. Г. Чочиа о том, что с глубины 800 м скважина идет по породам кембрия.

Копьевская опорная скважина вскрыла отложения эффузивного нерасчлененного комплекса $D_1 - D_2^2$ и отложения нижнего палеозоя. Граница между этими отложениями проводится условно на глубине 790 м по появлению в шлеме метаморфизованных осадочных пород (см. фиг. 2).

В связи с тем, что сплошной отбор керна начался лишь с 832 м, отложения нерасчлененного комплекса оказались слабо охарактеризованными, и остался непрослеженным контакт между ними и нижним палеозоем.

Эффузивный нерасчлененный комплекс ($D_1 - D_2^2$)

Отложения нерасчлененного комплекса вскрыты Копьевской скважиной в интервале 0—790 м. Эта часть разреза бурилась почти без отбора керна. Поэтому характеристика ее дается на основании изучения небольшого количества керна (15,4% ко всей проходке), шлама и каротажной диаграммы.

Эти отложения представлены плагиоклазовыми порфиритами, большей частью мицдалекаменными, с прослоями туфов, туфобрекчий и кремнисто-доломитовой породы. Кроме плагиоклазовых порфиритов встречаются более свежие диабазовые порфириты, являющиеся либо более молодыми, внедрившимися в виде жил, либо представляющие собой внутреннюю, менее измененную, более основную часть покрова.

Почти повсеместно породы разбиты различно ориентированными тонкими трещинами, заполненными кальцитом, халцедоном и хлоритом.

Окраска пород зеленовато-серая, серо-фиолетовая и красно-бурая. Последняя преобладает в верхней части разреза.

С глубины 790 м в шлеме, наряду с вулканогенными породами, начинают попадаться кусочки окремненного мергеля, известняка и слюдисто-кремнистой породы.

По появлению вышеуказанных пород на этой глубине нами и проводится условная граница между девонскими и подстилающими их нижнепалеозойскими отложениями.

Нижнепалеозойские отложения

Выходы нижнепалеозойских отложений в срединной части Северо-Минусинской котловины известны только в приядерной части Копьевского купола. Опорной скважиной они вскрыты в интервале 790—1174,9 м (забой).

Эти отложения представлены метаморфизованными породами. В верхней части, до глубины 1110 м залегают мраморизованные, нередко окремненные известняки с прослоями кремнистых и слюдисто-кремнистых пород, часто с пиритом, графитом и метаморфизованными диабазами. Последние, повидимому, внедрились в виде жил или даек. Все эти породы в свою очередь прорываются жилами габбро-диабазов.

В нижней части вскрытого скважиной разреза лежит вулканогенная толща, сложенная метаморфизованными диабазовыми порфиритами и их туфами. У забоя эта толща прорвана жилой кварцевого диорита. У контакта с этой жилой порода настолько метаморфизована, что превращена в зеленые сланцы, первоначальный состав и структуру которых установить почти невозможно.

Вся толща рассечена трещинами, заполненными белым крупнокристаллическим кальцитом и пиритом. Лишь в редких случаях встречаются трещины, выполненные кварцем, халцедоном и хлоритом.

Из органических остатков в известняках и кремнистых породах встречаются продольные и поперечные разрезы спикул губок. Спикулы состоят обычно из халцедона и лишь в редких случаях из карбоната.

Отложения нижнего палеозоя претерпели влияние контактного и регионального метаморфизма.

Влияние регионального метаморфизма выразилось в мраморизации, доломитизации и окремнении известняков, метаморфизации диабазов, а также в образовании графита. Об этом свидетельствует и намечающаяся сланцевая структура слюдисто-кремнистых и кремнисто-хлоритовых пород.

Наличие в разрезе известняков, в которых отсутствует обломочный материал и присутствуют спикулы губок, позволяет говорить о том, что эти известняки являются морскими относительно глубоководными отложениями.

На основании приведенных материалов можно сделать следующие выводы.

1. Эффузивы, слагающие свод Копьевского купола, имеют среднедевонский и, повидимому, частично нижнедевонский возраст.

2. Результаты бурения Копьевской опорной скважины позволяют говорить об отсутствии в центральной части Северо-Минусинской котловины нормальных осадочных средне- и нижнедевонских отложений, аналогичных толочковской, имекской и чиланской свитам.

3. Задача, поставленная при бурении, — вскрытие нижних горизонтов девона и контакта их с древнепалеозойским фундаментом — решена не полностью, так как этот контакт по керну прослежен не был.

4. Бурение опорной скважины на Копьевском куполе не решило вопроса о нефте-газоносности нижне- и среднедевонских отложений, так как эти породы развиты лишь в южной половине котловины.

ТЕКТОНИКА

Опорное бурение внесло некоторый вклад в познание тектонического строения котловин. Для Южно-Минусинской котловины, где бурится Быстрианская опорная скважина, значительно дополнены и уточнены сведения о литологии и фациальном характере верхнедевонской и живетской толщ. Эти сведения позволяют более правильно трактовать историю тектонического развития котловины в указанную эпоху.

По данным геологической съемки и глубокого разведочного бурения, тектоническое строение Быстринской антиклинали, на которой бурится опорная скважина, представляется в следующем виде.

Быстринская брахиантиклиналь имеет северо-восточное простирание. Длина ее по выходам на поверхность отложений тубинской свиты составляет 8,5—9 км и ширина 4,5 км. В плане ось антиклинали имеет дугообразный изгиб, обращенный выпуклой частью к юго-востоку. Ядро ее сложено красноцветными отложениями тубинской свиты, а крылья — отложениями быстринской и минусинской свит.

Углы падения на юго-восточном крыле достигают 10—20°, а на северо-западном — 12—25°. Свод антиклинали пологий, широкий.

Северо-восточное периклинальное окончание складки отчетливо выражено и хорошо прослеживается по естественным обнажениям. Юго-западная периклиналь располагается в долине р. Енисея и перекрыта мощной толщей аллювиальных галечников.

Структурная карта Быстринской антиклинали, построенная по кровле песчаника тубинской свиты, в общем совпадает со структурной картой по кровле бейской свиты, на которой поднятие имеет несколько более правильные очертания.

Для установления истории тектонических движений в среднем девоне важное значение будет иметь вскрытие разреза и определение мощности абаканской свиты на Быстринской площади, что возможно лишь при достижении опорной скважиной проектной (2800 м) или несколько большей (до 3000 м) глубины.

Для Северо-Минусинской котловины, в результате бурения опорной скважины на Копьевском куполе, удалось получить мощности и литологические характеристики эффузивной толщи нерасчлененного комплекса, залегающей ниже аналогов таптышской свиты.

Копьевский купол представляет собой крупнейшую антиклиналь Северо-Минусинской котловины. Ось ее вытянута в восточном, северо-восточном направлениях. Вершина располагается в 9 км к юго-востоку от ст. Копьево. Длина антиклинали по кровле бейской свиты составляет 42—45 км, ширина — 24 км. Ядро ее сложено эффузивами и туфобрекчиями нерасчлененного комплекса нижнего и среднего девона. На крыльях залегают, начиная с таптышской, все свиты среднего и верхнего девона.

Углы падения пород на северном крыле колеблются от 6 до 15°, на южном — от 3 до 25°, достигая, однако, на отдельных участках — 50—60°.

Свод антиклинали пологий и широкий. В присводовой части рядом исследователей отмечается целая система сбросов, секущих породы нерасчлененного комплекса.

В итоге геологических стратиграфических и тектонических исследований ВНИГРИ, опорного и разведочного бурения, охвативших территории обеих котловин, получены всесторонние данные, необходимые для оценки перспектив их газо-нефтеносности.

ЛИТЕРАТУРА

1. Василевский М. М. Работы по изучению девона в Енисейской губ. в окрестностях озер Иткуль, Шира, Фыркал, Биле и на р. Енисее около д. Сарагаш. Изв. ГК, т. 43, № 2, 1924.
2. Вологдин А. Г. О древнейших отложениях в районе южной части Красноярского округа. Геол. вестник, т. VI, вып. 1—3, 1928.

3. Вологдин А. Г. Геологический очерк Минусинской котловины и прилегающих частей Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Очерки по геологии Сибири. Изд. АН СССР, 1932.
4. Вялова Р. И. Краткое геологическое описание Карелинского листа Ачинского района. Отчет по работам 1930 г. Материалы ВНИГРИ. Региональная геология и гидрогеология. Сб. 2, 1933.
5. Грайзер М. И., Обручев Д. В., Сокольская А. Н. Новые данные о возрасте быстринской свиты нижнего карбона Минусинской котловины. ДАН СССР, т. 98, № 5, 1954.
6. Дорошко С. М. Нижнедевонские отложения Северо-Минусинской котловины. ДАН СССР, т. 98, № 1, 1954.
7. Коровин М. К. О нефти в Западной Сибири. «Соц. хоз. Зап. Сиб.», № 9, 1932.
8. Обручев В. А. Краткий очерк тектоники Сибири и успехи ее изучения за 15 лет Советской власти. Труды юбил. сессии, изд. АН СССР, 1933.
9. Обручев В. А. Краткий очерк тектоники Сибири: орогенические циклы, структурные элементы и системы складок. ВМОИП, отд. геол., т. II, вып. 3, 1923.
10. Обручев В. А. История геологического исследования Сибири, периоды 1—5. Изд. АН СССР, 1931—1948.
11. Русанов А. В. Геологический очерк окрестностей Абаканского солеваренного завода. Мат. по геологии Зап.-Сиб. края, в. 34, 1936.
12. Сапожников Д. Г. К литологии битуминозных среднедевонских пород Минусинской котловины. Изв. АН СССР, № 1, сер. геол., № 8, 1937.
13. Сапожников Д. Г. Отчет о работах на территории Хакасской автономной области и в Минусинском районе. Отчет о состоянии и деятельности Нефт. геолог.-разв. ин-та за 1932 г. ОНТИ НКТП СССР, 1934.
14. Теодорович Г. И. Основные черты стратиграфии и палеогеографии девона Минусинской котловины. Статья в книге «Вопросы геологии Азии». Изд. АН СССР, 1954.
15. Тыжнова О. В., Тыжнов А. В. Новые данные по геологии Минусинского бассейна. «Вестн. ЗСГУ», № 4—5, 1944.
16. Шатский Н. С. Проблема нефтеносности Сибири. «Нефт. хоз.» № 9, 1932.
17. Эдельштейн Я. С. Геологический очерк Минусинского края. Труды ИФГ АН СССР, вып. 22, 1938.
18. Эдельштейн Я. С. Геологические исследования в районе рр. Белый Июс и Туим. Изв. Геол. ком., № 1, 1918, отчет за 1917 г.
19. Эдельштейн Я. С. Краткое геологическое описание части Хакасской автономной области, расположенной на левой стороне Енисея к западу и северо-западу от с. Батени. ОНТИ НКТП СССР, 1936.
20. Эдельштейн Я. С. Исследования в районе оз. Шира и Шунет. Изв. Геол. ком., т. 40, № 7, 1925.
21. Эдельштейн Я. С. Общие сведения о геологическом строении южной части Красноярского края. Сибирская экскурсия по Красноярскому краю. ОНТИ, НКТП, 1937.

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать	По чьей вине
46	13 сн.	479	179	Авт.
57	9 сн.	Ю. Н. Юдину	Ю. Н. Годину	»
66	16 сн.	на большом	на небольшом	»
68	27 сн.	ний опорного	ний, опорного	»
97	фиг. 5	Массагетский ярус следует относить к неогену		»
98	фиг. 6	1170	1179	»
138	13 сн.	каман	кампан	Тип.
158	17 сн.	<i>Gnorhimosuchus</i>	<i>Gnorhimosuchus</i>	Авт.
161	14 сн.	от 100	от 1000	»
161	22 сн.	от 245,5	от 1245	»
163	8 сн.	1271	1245	»
165	9 сн.	пластические	кластические	Изд.
203	9 сн.	Красноцветные	Красноярские	Авт.
228	20 сн.			
	23 сн.			
229	16 сн.	бийской	бейской	Изд.
	39 сн.			
230	14 сн.			

Заказ 1193.

СОДЕРЖАНИЕ

	Стр.
Предисловие	3
<i>Г. Е.-А. Айзенштадт.</i> Восточная часть Прикаспийской впадины	5
<i>Я. С. Эвентов.</i> Западная часть Прикаспийской впадины	28
<i>В. А. Атанасян.</i> Туркменская ССР	57
<i>Э. Э. Фотиади.</i> О крупных элементах тектоники юго-востока Европейской части СССР	68
<i>В. Г. Клейнберг.</i> Ферганская впадина	86
<i>Н. Н. Ростовцев.</i> Западно-Сибирская низменность	107
<i>А. А. Клубов.</i> Тенгизская впадина	153
<i>В. К. Василенко.</i> Илийская впадина	169
<i>В. К. Василенко.</i> Зайсанская впадина	178
<i>В. С. Муромцев.</i> Кузнецкая впадина	186
<i>Н. Г. Чочиа, В. И. Краснов и З. Н. Ипатова.</i> Минусинские котловины	215

Очерки по геологии СССР
(по материалам опорного бурения)

Редактор В. С. Моисеенко. Техн. ред. И. М. Геннадьева
Вед. редактор Г. А. Давыд. Корректоры: Н. Е. Гульман, Э. Г. Сегаль

Сдано в набор 28/XII 1956 г. Подп. к печ. 1/VI 1956 г.
Формат бум. 70×108¹/₁₆. Печ. л. 14³/₄+21 вкл. (усл. л. 26,37)
Уч.-изд. л. 24,94. Тираж 2000 экз.
Индекс 11-5-4. М-30770.

Гостоптехиздат (Ленинградское отделение) Невский проспект, 28.
Издательский № 10142. Заказ № 1193.
Типография «Красный Печатник».
Ленинград, проспект имени И. В. Сталина, 91.
Цена 18 р. 95 к.