Э. А. ЕГАНОВ, Ю. К. СОВЕТОВ

КАРАТАУ-

МОДЕЛЬ РЕГИОНА ФОСФОРИТОНАКОПЛЕНИЯ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

Выпуск 427

ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
SIBERIAN DIVISION
TRANSACTIONS OF THE INSTITUTE OF GEOLOGY AND GEOPHYSICS

Issue 427

E. A. EGANOV, YU. R. SOVIETOV

KARATAU — A MODEL FOR PHOSPHORITE DEPOSITION

Responsible editors *A. L. Yanshin, V. G. Sagunov*

PUBLISHING HOUSE "NAUKA"
SIBERIAN DIVISION
Novosibirsk · 1979

Э. А. ЕГАНОВ, Ю. К. СОВЕТОВ

КАРАТАУ — МОДЕЛЬ РЕГИОНА ФОСФОРИТОНАКОПЛЕНИЯ

Ответственные редакторы *А. Л. Яншин*, *В. Г. Сагунов*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск · 1979

УДК 553.64+551.732(574)

Работа посвящена пространственному анализу позиции фосфоритовых горизонтов Малого Каратау по отношению к вмещающим отложениям с целью создания модели — материала обучения для выявления месторождений пластовых фосфоритов. Дается литологическое описание подстилающего (рифей-вендского) и покрывающего (кембро-ордовикского) комплексов слоев и толщ с новой уточненной и дополненной стратиграфической разбивкой этих комплексов и корреляцией выделенных подразделений по региону. Показано положение продуктивных слоев в циклической структуре вмещающего комплекса, симметрия в расположении продуктивных пачек, методическое значение данных о структурной позиции каратауских фосфоритов для поисков новых месторождений. Разрез Каратау сравнивается с разрезами других крупнейших фосфоритоносных бассейнов. Показано структурное сходство фосфоритоносных разрезов отложений различного возраста (от рифея до палеогена), сводимое к последовательности отложений на пульсационно погружающихся шельфах, независимо от их геотектонической приуроченности. Одним из основных факторов фосфоритонакопления признана топография дна (сочетание глубин и удаленности от берега). Дан принцип выделения фосфоритоносной агрегации (формации), примененный на каратауском разрезе.

Книга рассчитана на литологов и геологов, занимающихся поисками и прогнозированием осадочных полезных ископаемых.

UDK 553.64+551.732(574)

This paper is a spatial analysis of the productive beds of large phosphorite deposits in the Karatau region of Kazakhstan with the object of obtaining research materials for bedded phosphorites of any age. The description of the composition and sedimentary structure of underlying and enclosing beds is given, together with additional information about
and correlation throughout the region. The position of phosporites in cyclic (transgressive — regressive) sedimentary sequences, the symmetry of the distribution of productive beds, and the methodical significance of data about the sedimentological position of the Karatau phosphorites is shown.

The comparison between the sedimentary structure of the Karatau phosphorite-bearing section and those of other large phosphatic basins — in Australia, U. S. A., China, Africa, Asia Minor and Mongolia is continuing.

The Karatau model reflects the similarity of the sedimentological structure of many large phosphorite deposits. Most similar is the fact that beddedphosphorites are located in environment on the outer parts of continental shelves in trasgressive sedimentary sequences. Sea floor topography is one of the main controlling factors of phosphate-bearing basins.

Е $\frac{20801-827}{055(02)-79}$ 252.79.1904010000.

©Издательство «Наука», 1979.

ПРЕДИСЛОВИЕ

(*мотивация, исполнители, сроки, идея*)

Фосфоритоносный бассейн Малого Каратау — единственное на территории СССР крупнейшее скопление месторождений фосфоритов так называемого пластового типа.

Значение этих месторождений, протянувшихся на 120 км в длину, велико не только тем, что здесь добывается большое количество фосфорной руды. Огромно их научное значение. Здесь можно наблюдать многие особенности геологической позиции богатых фосфоритов, и Каратау является одним из примеров крупнейших месторождений осадочных руд фосфора на Земле. Именно после открытия фосфоритов Каратау в стране развернулись работы по поискам фосфоритов в геосинклинальных областях; с каратаускими в первую очередь сравнивались фосфориты, относимые к пластовому типу.

За сорок с лишним лет, прошедших с момента открытия каратауского фосфоритоносного района, по нему накопилось значительное количество разнообразных материалов, которые неоднократно обобщались и переизлагались. Однако недостаточность освещения накопленного материала стала особенно ощущаться тогда, когда геологическая служба получила заказ интенсифицировать поиски богатых фосфоритов в восточных районах страны. Здесь на огромной и слабо изученной территории складчатых областей Сибири и Дальнего Востока наблюдаются такие же условия, как и в пределах фосфоритоносного бассейна Каратау: широкое развитие карбонатных толщ (примерно того же возраста) со слоями силицитов и пачками углеродисто-глинистых пород, кремнисто-сланцевые толщи и т. д. Многое в геологическом облике этих объектов сходно с тем, что наблюдается и в районе Каратау. Тем не менее выявленные в восточных районах страны фосфориты при первоначально достаточно впечатляющем сходстве по тем или иным признакам с каратаускими, как правило, невыдержанные и бедные.

Встала задача — детализировать описание Каратауского бассейна, с тем чтобы повысить его значение при поисках на новых территориях, а также более полно использовать зарубежный опыт, уточнив сходство Каратау с фосфоритоносными бассейнами США, Монголии, Китая, Австралии и Африкано-Аравийской провинции. Материалы предшествующих исследований оказались недостаточными, так как большинство работ было сосредоточено на продуктивной пачке и на подсчете запасов; вмещающие же отложения (сведения о которых необходимы для формационного анализа, перспективного при поисках на новых территориях) слабо изучены как в стратиграфическом, так и в литологическом аспекте. Недостаточно изучено также строение продуктивной пачки, особенно между промышленными участками, и зон, где фосфориты выклиниваются. Систематическому изучению отложений, вмещающих фосфориты, с сопоставлением послойных разрезов не придавалось должного значения. Все эти, на первый взгляд, несущественные в самом

«рудном поле» работы приобретают первостепенное значение при прогнозировании на новых территориях.

Работу по дополнению недостающих данных, необходимых при отработке «материала обучения» для прогнозирования пластовых фосфоритов в новых районах, взял на себя Институт геологии и геофизики Сибирского отделения АН СССР. Исполнителями были Э. А. Еганов (с 1966 г.) и Ю. К. Советов (с 1971 г.). Глава I написана Ю. К. Советовым, остальные разделы — Э. А. Егановым при участии Ю. К. Советова. Систематические исследования велись с 1972 по 1976 г. До этого периода поездки в Каратау проводились параллельно с исследованиями на территории Сибири и носили экскурсионно-рекогносцировочный характер.

Основная идея при разработке каратауского «материала обучения» заключалась в предположении, что удастся подметить новые структурные и (или) вещественные индикаторы рудных тел. При этом, наряду с детализацией строения продуктивной пачки, основное внимание уделялось изучению именно вмещающих отложений, так как данные об их облике при косвенных поисках используются в первую очередь.

Поиск индикаторов можно проводить в различных предметных областях: геофизической, геохимической, палеонтологической и т. д. Наши работы ориентированы на выявление **литолого-стратиграфических** закономерностей залегания богатых фосфоритов, которые могли бы в какой-то мере повысить эффективность уже установленного комплекса критериев фосфоритоносности толщ, а также помочь более детальным сопоставлениям каратауских фосфоритоносных отложений с другими фосфоритоносными отложениями для уточнения п о н и м а н и я[1] позиции пластовых фосфоритов в карбонатных и терригенно-карбонатных толщах.

[1] Понимание — способность реагировать на все, что влияет на эффективность [1, с. 59], точнее,— способность реагировать в сторону повышения эффективности.

ВВЕДЕНИЕ

(исследуемый объект, условия исследований, цели, предположения, ограничения)

Описываемый фосфоритоносный район расположен на северо-восточном склоне крупного северо-западного отрога Тяньшаньской горной системы. Этот отрог, протягивающийся почти на 400 км и носящий название Каратау, подразделяется на хребты Большой и Малый Каратау. Последний представляет резкое расширение упомянутого отрога в его юго-восточной трети. Здесь на площади размером 120 км с СЗ на ЮВ и 15—30 км с ЮЗ на СВ обнажены слои мощной карбонатной толщи венд(?)-кембро-ордовикского возраста, налегающей на сложно построенный комплекс преимущественно терригенных отложений с отдельными карбонатными и вулканогенной (телепирокластической) свитами. Возраст этого (подкарбонатного) комплекса сейчас определяется как верхнерифейско-вендский. Продуктивный (рудный) горизонт залегает в основании карбонатной толщи и отделяется от ее подошвы (являющейся поверхностью несогласия) своеобразной пачкой карбонатов, кремней и карбонатно-терригенных отложений. Область распространения фосфоритов вместе с подстилающей и перекрывающей их толщами принято называть Каратауским фосфоритоносным бассейном (КФБ) (рис. 1).

Выходы фосфоритовой пачки на поверхность в пределах КФБ образуют несколько полос, отдельным частям которых соответствуют месторождения, имеющие местные географические названия. Перечень всех этих названий и планы их расположения приведены в работах [31, рис. 1; 105, фиг. 1]. Узор, образуемый речками и выходами фосфоритовой пачки, служит той «системой координат», на фоне которой будет дано распределение некоторых геологических показателей, требующих топографической привязки.

Работы, проводимые исполнителями в КФБ, должны были в какой-то мере дать ответы на следующие вопросы.

1. Имеется ли связь между фосфоритовыми слоями и вмещающими отложениями — как подстилающими, так и покрывающими? Можно ли по облику вмещающих отложений судить о наличии в них фосфоритов и об их качестве? Каковы характер и структура ассоциации индикаторов фосфоритов (объектов, сопровождающих руд)? Если такая ассоциация (сложный индикатор) выявлена, то с какой детальностью она может указывать на наличие фосфоритов?

2. Каково распределение фосфоритов в вертикальном разрезе района и на горизонтальном профиле? Каковы горизонтальные профили вышележащих и нижележащих слоев?

3. Каковы причины и характер выклинивания продуктивной пачки? При постановке подобных вопросов вводились следующие предположения:

а) взаимосвязанные с рудными слоями индикаторы могут быть разделены в разрезе или на профиле значимыми интервалами (соответственно десятки и сотни метров); в терминах генезиса это означает, что рудогенерирующая обстановка возникает не внезапно, а имеет

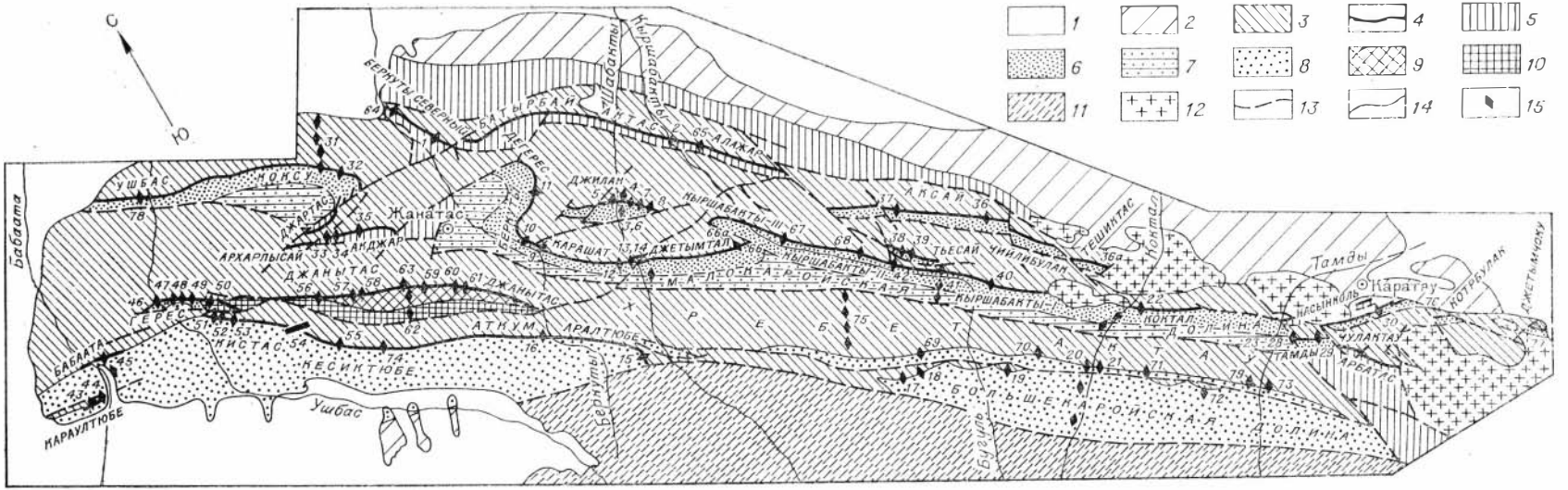


Рис. 1. Обзорная геологическая карта Каратауского фосфоритоносного бассейна (КФБ), расположения месторождений фосфоритов и описанных авторами разрезов.

1 — четвертичный покров и современные наносы; *2* — девонско-каменноугольные отложения; *3* — шабактинская свита ($Є_1 — O_2$); *4* — чулактауская (фосфоритоносная) свита ($Є_1$); *5* — малокаройская и коксуйская нерасчлененные серии ($V — Є_1$?); *6* — актугайская, чичканская и курганская свиты; *7* — коксуйская серия (V); *8* — большекаройская свита $Є$ (R_3?) *9—10* — джанытасская серия (R_3); *9* — тогузбайская свита; *10* — шошкабулакская свита; *11* — кокджотская серия (R_2?); *12* — каледонские гранитоиды; *13* — некоторые основные разломы; *14* — границы между стратиграфическими подразделениями; *15* — пункты, где описаны разрезы (в направлении длинной оси ромба).

«авангард» и (или) «арьергард» определенных палеогеологических обстановок;

б) разнообразие руд и вмещающих пород различно, причем у первых наблюдается меньшее разнообразие, чем у вторых;

в) различные объекты, сопровождающие руды и являющиеся их индикаторами, могут быть как-то сгруппированы на основе понятий о составе, структуре, размерах, соседстве, форме, ориентации и т. п.

Легко заметить, что эти предположения являются общими предпосылками возможности осуществления косвенного поиска объектов.

Основным условием для решения вышеперечисленных вопросов являлась возможность систематизированного и подробного описания разрезов рудовмещающих отложений, хотя бы в пределах нескольких сотен метров от рудных залежей. Эти отложения предшествующими работами были охарактеризованы в основном на уровне свит. Более детально — на уровне слоев — была описана только сама продуктивная (чулактауская) свита, расчлененная на 5—7 горизонтов, и отдельные маломощные горизонты в нижележащих отложениях.

Надфосфоритовая карбонатная толща — шабактинская свита — литостратиграфически практически не расчленялась. Следовательно, в первую очередь предстояла детализация литостратиграфического состава субстрата и надпродуктивной толщи, а затем и самой продуктивной свиты.

Возможности литологической детализации, исходя из техни возможностей и средств, выделяемых на данные работы, были ограничены в основном возможностями петрографического изучения пород в шлифах и ежегодных полевых работ в течение 1,5—2 месяцев.

Малый Каратау считается хорошо обнаженным районом. Тем не менее характер обнаженности, а также довольно сложная тектоническая структура не позволяет составить полные разрезы с полной уверенностью в том, что не допущены пропуски пачек мощностью 100—500 м. В районе ярко проявлена пластино-блочная разрывная тектоника; отдельные блоки-пластины обнажены очень хорошо и позволяют составить непрерывное описание разреза мощностью до 300—500 м, а иногда и более; но затем разрез, как правило, прерывается разрывом.

Местность Малого Каратау представляет собой чередование долин, в которых обнажаются терригенные и пирокластическо-терригенные толщи подстилающего комплекса, и невысоких (до 100—200 м высотой над дном долины) хребтов-плоскогорий, слагаемых карбонатными толщами. И терригенный долинный (подстилающий), и карбонатный (покрывающий руду) комплексы чаще всего залегают моноклинально с падением на СВ. На юго-западных флангах хребтов-плоскогорий отложения фосфоритовой свиты и надфосфоритовой толщи залегают на подстилающем комплексе обычно стратиграфически нормально. На северо-восточных склонах между ними — тектонический контакт. Середины хребтов осложнены разрывами, смещающими верхнюю часть карбонатной толщи; по условиям обнаженности составить послойное описание разрезов на плоскогорьях невозможно. Поэтому относительно детально охарактеризованы лишь юго-западные склоны хребтов-плоскогорий (рис. 2). Остальные части разреза описывались на уровне пачек и подсвит, т. е. интервалами мощностью в сотни метров. Равномерного (по дальности удаления от продуктивной пачки) описания и расположения разрезов-колонок добиться не удалось, так как многие участки КФБ закрыты и раздроблены.

Таковы основные ограничения, с которыми пришлось столкнуться в данной работе.

Кроме этого, следует отметить, что отложения изучались почти исключительно по обнажениям и отчасти в карьерах, на глубинах до 100 м от поверхности. Как видно по керну глубоких скважин, горные породы

Рис. 2. Схема размещения описанных разрезов в поперечном профиле КФБ.

ниже уровня грунтовых вод в ряде случаев отличаются от горных пород, находящихся в приповерхностной зоне. Так, карбонатные и глинистые породы светлых тонов на поверхности на глубине оказываются темными, более насыщенными сульфидом железа и органикой. Пиритность фосфоритов, сланцев, карбонатов в глубоких зонах может достигать 10—20%. В числе приповерхностных явлений может также оказаться карбонатизация или окремнение первичных пород. Все подобные изменения, «снять» или «учесть» которые можно в очень незначительном объеме, тоже являются своего рода ограничением в исследованиях.

В заключение хотим отметить любезное содействие нашим исследованиям в изучении района Каратау геологов-производственников Джанытасской геологической экспедиции, особенно Г. В. Страхова; а также научных сотрудников: Института геологических наук АН КазССР — В. Г. Сагунова, К. К. Табылдиева, Л. Ф. Чербяновой, К. Г. Ергалиева и К. Косанова; Института геологии АН КирССР — Т. Джумалиева, В. Г. Королева, Р. А. Максумовой; Института горнохимического сырья — Н. А. Красильниковой, А. И. Смирнова, А. М. Тушиной, а также Геологического института АН СССР — Г. И. Бушинского, М. Н. Ильинской и В. Н. Холодова. Авторы пользуются возможностью сердечно поблагодарить их всех за оказанную помощь.

Глава I

СТРАТИГРАФИЯ И СОСТАВ ДОКЕМБРИЙСКОГО (КАРОЙСКОГО) КОМПЛЕКСА, ПОДСТИЛАЮЩЕГО ФОСФОРИТЫ

ВВЕДЕНИЕ

Подстилающий докембрийский каройский комплекс находится с фосфоритоносными отложениями в седиментационном контакте, но не является древнейшим в районе хр. Малый Каратау. Тектонически ограниченный блок более древних пород — кокджотская серия (средний рифей?) — примыкает к каройскому комплексу с юго-запада
разлому и в данной работе не рассматривается.

Каройский комплекс обнаруживает некоторое внутреннее единство, свойственное последовательности отложений в геосинклинальной области, и представляет собой объект, отвечающий нескольким стадиям развития «прогиба» Малого Каратау. Данный комплекс (сложный по составу) расчленяется на ряд более мелких стратиграфических подразделений, которым обычно, начиная с пионерских работ В. Н. Вебера [16], присваивается ранг свиты. При детализации исследований, проведенных В. Г. Королевым и Р. А. Максумовой [63], увеличено число свит в пределах ранее выделенных более крупных подразделений, уточнены их границы, что способствовало более точной корреляции отложений не только в районе Малого Каратау, но и за пределами его в Таласском
следнее время объем каройского комплекса неожиданно увеличился за счет включения в него карбонатной серии пород [41], ранее ошибочно принимавшейся за аналоги кембро-ордовикской толщи.

Если общая схема последовательности свит в каройском комплексе в настоящее время может
невыясненными частные стратиграфические вопросы, вытекающие из неоднозначной литологической корреляции частей этого комплекса, разобщенных
выветриванию породы
нижение в рельефе урочища. Это предопределяет
обнаженность и вытекающую из нее трудность увязки разрезов. Неожиданные решения спорных вопросов стратиграфии могут появиться в результате буровых работ на месторождениях
носного бассейна.

Цель, которая преследуется при описании каройского комплекса,— дать представление о его детальной стратиграфии, составе пород и истории формирования. Для этого использованы: полевое расчленение, описание и корреляция разрезов, картографическое отображение отдельных геологических участков, литологическая характеристика (в основном петрографический состав), наблюдения
данные в той или иной мере рассматриваются
вующих исследований с применением иных методик. Конечный результат данной главы
ниям и палеогеографии кембро-ордовикской толщи обосновывает возможность ответить на вопрос: имело ли место влияние нижнего структурного этажа Малого Каратау на формирование фосфоритоносного бассейна

или этот этаж выполнял лишь роль подготовленного байкальской складчатостью пассивного фундамента для кембрийского осадконакопления платформенного типа [61].

Изложенные ниже материалы затрагивают также вопросы о формационном ряде, типе «прогиба» Малого Каратау и его развитии в рифее и венде.

КРАТКИЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ РАЙОНА И СТРАТИГРАФИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ДОКЕМБРИЯ МАЛОГО КАРАТАУ

Геологическое строение хр. Малый Каратау отражено в геоморфологической структуре этого района, которая характеризуется чередованием невысоких хребтов и долин северо-западного простирания. Пониженные места (*ой* — низменность) соответствуют области распространения кластических отложений — докембрия, хребты — кембро-ордовикской карбонатной толщи. Пятикратная смена пары долина — хребет с юго-запада на северо-восток поперек Малого Каратау указывает на существование пластино-блочной (чешуйчатой) геологической структуры. В моноклинально залегающих слоях разных блоков можно наблюдать одну и ту же последовательность отложений (докембрий — кембрий) с падением слоев к северо-востоку под углами 30—80°. Блоки разделены крутыми надвигами, наклоненными к северо-востоку, что следует из рассмотрения и интерпретации региональной структуры и недавно подтверждено наблюдениями над второстепенными разрывами, сопровождающими надвиги [86, 106, 107]. Более крутое залегание, до обратного юго-западного падения, плоскости сместителя в юго-западных участках района на границе раздела каройского комплекса и метаморфических сланцев кокджотской серии объясняют обычно противодействием жесткого кокджотского массива либо встречным его движением в более позднюю эпоху складчатости [22, 107]. Надвигообразование связано с каледонской складчатостью и формированием флексурообразных крупных складок, северо-восточные, более пологие крылья которых надвинуты на юго-западные. В современном срезе каждый тектонический блок представляет собой моноклиналь, часто с более крутым залеганием слоев в висячем крыле надвигов поблизости от сместителя. Тектонические блоки имеют собственные наименования, совпадающие с названием разрывных нарушений, ограничивающих их с юго-запада (рис. 3): Большекаройский блок (продолжение его на северо-западе — Ушбасский блок), Джанытасский, Кенгобысайский, Малокаройский, Аксайский (продолжение его на северо-западе — Батырбайский), Коксуйский, Ушбулакский блоки. Части тектонических блоков смещены относительно друг друга более поздними сдвигами.

Эволюция стратиграфических взглядов на каройский комплекс поясняется в табл. 1. Вначале выделялась каройская свита как целостное стратиграфическое подразделение, охватывающее толщу пород под карбонатной фосфоритоносной толщей, геоморфологически выраженное понижениями (долинами) в юго-западных частях тектонических блоков. Межведомственное стратиграфическое совещание в 1958 г. (г. Алма-Ата) приняло решение о переводе каройской свиты в ранг серии и о ее трехчленном делении. Разную трактовку получил вопрос о месте границы между частями каройской серии — коксуйской и большекаройской свитами. Некоторые исследователи проводили эту границу в конкретных разрезах Малокаройской долины по подошве грубозернистых пачек гравелитов и песчаников [3, 64], другие ограничивали область распространения свит границами тектонических блоков [84, 124].

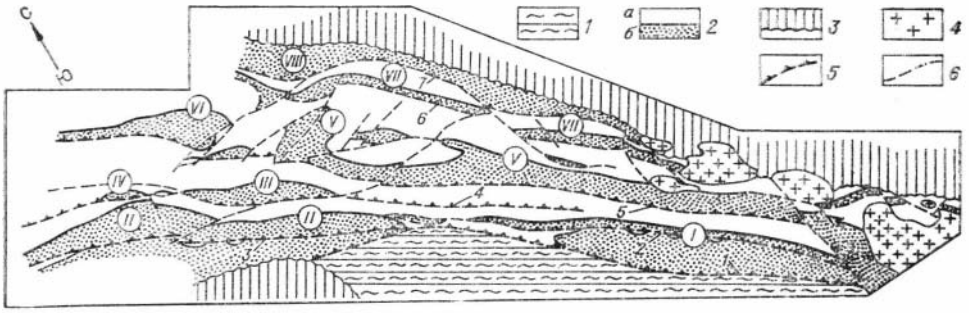


Рис. 3. Схема тектонического районирования Малого Каратау (по материалам среднемасштабных геологических съемок, аэрофотоснимкам и опубликованным схемам [86, 124]).

Структурные этажи: *1* — среднерифейский R_2? (Кокджотский горст); *2* — верхнерифейско-нижнепалеозойский (*а* — тамдинская серия $\in — O$, *б* — каройский комплекс — R_3— *V*); *3* — среднепалеозойский — *D* — *C*; *4* — граниты; *5* — основные продольные разрывные нарушения — надвиги (1 — Большекаройский, 2 — Карашатский, 3 — Ушбасский; 4 — Джанытасский, 5 — Малокаройский, 6 — Аксайский, 7 — Ушбулакский); *6* — главные поперечные разрывные нарушения.

Каледонские тектонические блоки: I — Большекаройский, II — Ушбасский, III — Джанытасский, IV — Кенгобысайский, V — Малокаройский, VI — Коксуйский, VII — Аксайский и Батырбайский, VIII — Ушбулакский.

Детальному стратиграфическому расчленению верхней части каройской серии способствовали выдержанные стратиграфические горизонты, так или иначе отмечавшиеся всеми исследователями в ранге пачек или подсвит. Существенной чертой данной детализации является объединение верхних четырех свит в малокаройскую серию и классификация ее как межрегиональное подразделение, сравнимое с вендским комплексом Русской платформы [60]. Эта точка зрения заставляет невольно резко обособлять малокаройскую серию, хотя ее нижняя граница проводится поразному.

В последнее время внимание привлекает верхняя граница каройского комплекса. Видимый в некоторых разрезах постепенный литологический переход между терригенным (каройским) и карбонатным кембро-ордовикским комплексами побудили нас выступить с концепцией «постепенного перехода» [40]. Однако более широкие наблюдения практически на всей площади Малого Каратау заставили нас придерживаться прежней точки зрения о существовании скрытого, местами углового, несогласия, что подробно излагается в специальном разделе работы. Эта точка зрения полно аргументирована В. Г. Королевым и Р. А. Максумовой [65] и отражена ими на последней стратиграфической схеме (см. табл. 1). Верхнюю часть малокаройской серии, ранее включенную в курганскую свиту, вышеназванные исследователи рассматривают как самостоятельную кыршабактинскую свиту базального «горизонта» тамдинской серии. Очень большое значение придается в цитированной работе видимым следам размыва в основании кыршабактинской свиты, которые, по мнению авторов схемы, объединяются в обширную денудационную поверхность, сформированную после инверсии геосинклинали [65, 116]. Нами предкыршабактинскому перерыву отводится менее значительная роль.

Наше представление о стратиграфической последовательности свит позднего докембрия показано на рис. 4. В основании разреза, как и в схемах других исследователей, помещается большекаройская свита, сложенная турбидитовыми и тонкообломочными отложениями — это слои зелено-серых, красновато-серых граувакковых песчаников (редко гравелитов) и алевролитов, находящихся во флишеподобном чередовании с алевро-аргиллитовыми слоями. Степень метаморфизма, незначительная в целом, возрастает в зонах разрывных нарушений, где граувакки приобретают кливаж и по внешнему виду сходны с филлитами. Здесь в них

Таблица 1

Эволюция представлений о стратиграфическом расчленении каройского комплекса

Терригенная толща Большекаройской долины	Терригенная, карбонатно-кремневая, терригенно-туфовая, терригенно-карбонатная толщи Малокаройской долины		Карбонатная толща с кремнями и фосфоритами в основании	Автор схемы
Каройская свита			Тамдинские известняки	В. Н. Вебер [16]
Каройская толща (формация)			Тамдинская свита	И. И. Машкара [78]
Каройская свита			Тамдинская свита	Н. Л. Безруков [6, 7]
Каройская серия			Тамдинская серия	С. Г. Аникиович [3]
Большекаройская свита	Коксуйская свита	Малокаройская свита	Шабактинская свита Чулактауская свита	
Каройская серия			Тамдинская серия	Г. А. Ярмак [124]
Большекаройская свита	Коксуйская свита	Малокаройская свита	Шабактинская свита Чулактауская свита	

Каройская серия			Тамдинская серия	
Большекаройская свита	Коксуйская свита	Малокаройская свита	Шабактинская свита Чулактауская свита	А. А. Недовизин и др. [84], К. Т. Табылдиев [102]
Большекаройская свита	Толща баритовых известняков, алевролитов, сланцев	Малокаройская серия Коксуйская свита Актугайская свита Чичканская свита Курганская свита	Тамдинская серия Шабактинская свита Чулактауская свита Беркутинская свита	В. Г. Королев, Р. А. Максумова [64]
Верхний рифей (Большекаройская свита)		Малокаройская серия Коксуйская свита Актугайская свита Чичканская свита Курганская свита	Тамдинская серия Шабактинская свита Чулактауская свита Беркутинская свита Кыршабактинская свита	В. Г. Королев [60], В. Г. Королев, Р. А. Максумова [65]

Примечание. Двойная линия — стратиграфическое несогласие.

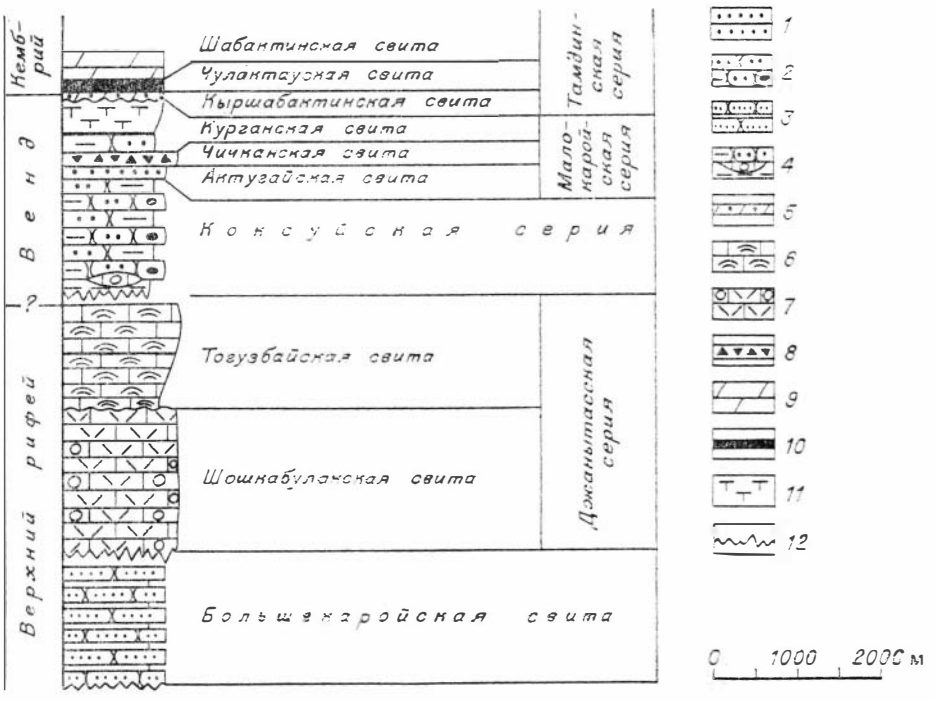


Рис. 4. Сводная стратиграфическая колонка отложений позднего докембрия Малого Каратау:

1 — песчаники и гравелиты олигомиктовые; *2* — чередование пачек полимиктовых песчаников, гравелитов и конгломератов с пачками алевролитов; *3* — флишеподобное чередование слоев полимиктовых песчаников и алевролитов; *4* — то же, с включениями известняковых онкоидов; *5* — песчано-алевритистые доломиты и известняки; *6* — известняки строматолитовые; *7* — известняки брекчиевые и микрофитолитовые; *8* — силицилиты, кремнистые доломиты и алевролиты; *9* — доломиты; *10* — фосфоритовая пачка и фосфатные силицилиты; *11* — туфы, туффиты, туфоалевролиты; *12* — отсутствие седиментационных контактов.

отмечаются жилы молочно-белого кварца. Мощность большекаройской свиты не установлена точно и, вероятно, приближается к 1500 м.

Вышележащая (?) джанытасская серия известняков выделена нами [41] в районе месторождения Джанытас [2]. С подстилающей большекаройской свитой видимых контактов нет. Джанытасская серия подразделяется на две свиты — шошкабулакскую и тогузбайскую, разделенные угловым несогласием [96]. Шошкабулакская свита состоит из массивных многометровых слоев микрофитолитовых известняков, чередующихся с черными или красными тонкокристаллическими известняками и замещающими их по простиранию брекчиями. Полная мощность свиты неизвестна, в стратотипе она достигает 1750 м.

Тогузбайская свита имеет в основании базальный слой известнякового гравелита (конгломерата) и состоит в основном из пестрых по окраске строматолитовых известняков с большей или меньшей примесью глинисто-алевритистого материала. Свита ограничена поверхностями несогласия, поэтому полная ее мощность неизвестна; в районе месторождения Джанытас она равна 1200 м.

Коксуйская серия залегает с достоверным перерывом и угловым несогласием на большекаройской свите, но от массива джанытасской серии она отделена разрывными нарушениями. Стратиграфическое положение коксуйской серии над тогузбайской нигде не наблюдалось и может

[2] Впервые на толщу докембрийских красноцветных известняков в районе месторождения Джанытас обратил внимание в 1970 г. А. Т. Тансыкбаев, определив их как дотамдинские образования.

только предполагаться по тому, что в нижней части первой известны известняковые микрофитолитовые и строматолитовые онконды, по составу и облику пород сходные с массивными слоями и пачками известняков джанытасской серии. Кроме этого известно, что в конгломератах базальной пачки коксуйской серии находятся гальки и отдельные небольшие глыбы известняков, сходные с известняками тогузбайской свиты. Коксуйская серия состоит из чередующихся пачек (достигающих нескольких десятков метров) конгломератов, гравелитов и полимиктовых песчаников с пачками красных алевро-аргиллитов, включающих линзы тонкослоистых красных известняков и белые известняковые онконды. По довольно резкой литологической границе серия сменяется вышележащими отложениями, поэтому можно полагать, что эта граница представляет собой поверхность скрытого несогласия. Мощность коксуйской серии в различных тектонических блоках различна (максимальная 1500 м) из-за срезания нижней части серии разрывными нарушениями или сокращения свиты сверху в результате постколсуйской денудации.

Вышележащая актугайская свита по гранулометрическому признаку близка грубым пачкам коксуйской серии и чаще всего включается в последнюю в качестве ее верхней пачки. Но состав актугайских псаммитов олигомиктовый (аркозовый) и резко контрастирует с составом пород коксуйской серии, что и послужило обоснованием для выделения ее в самостоятельную свиту [64]. Актугайская свита является маркирующим горизонтом мощностью 30—200 м, проходящим через весь КФБ.

Актугайская свита с постепенным переходом выше сменяется чичканской свитой черных силицилитов (кремней), часто со строматолитовой структурой, кремнистых доломитов, полимиктовых песчаников и алевролитов, содержащих глауконит. Чичканская свита также является литологически хорошо выдержанным маркирующим горизонтом мощностью 100—190 м.

Курганская свита венчает разрез каройского комплекса и состоит из пестрых по окраске алевролитов, олигомиктовых и полимиктовых песчаников, а также выразительных по цвету ярко-зеленых, розовых, красных пепловых туфов, тефроидов и туфо-алевролитов. Мощность свиты, по данным разных исследователей, 450—750 м. Не исключено, что большие цифры мощности, которые приведены в некоторых работах [7, 3], являются результатом сдвоения разреза по скрытым разрывам.

Последовательность свит в каройском комплексе была установлена практически первыми исследователями района, изменения касались только деталей, но этого нельзя сказать о трактовке их возраста. Представления о возрастной принадлежности подразделений каройского комплекса и о положении его в межрегиональной стратиграфической схеме претерпели значительную эволюцию. Кластический тип осадков комплекса и, следовательно, обедненность его органическими остатками предопределили зависимость суждений о возрасте от косвенных данных: по положению в разрезе, корреляции с подразделениями других регионов, по возрастной трактовке перекрывающей тамдинской серии. Пожалуй, определение возраста тамдинской серии сыграло наиболее важную роль. Первые находки остатков трилобитов, гастропод и брахиопод датировали всю тамдинскую серию как нижнесилурийскую (ордовикскую) [16]. Нижележащие каройские отложения, в верхней части которых найдены неясные отпечатки, сходные с рисунком срезов археоциат, стали считать среднекембрийскими [6, 78]. Затем в базальных частях тамдинской серии были обнаружены трилобиты, определенные как среднекембрийские формы, и возраст каройского комплекса был понижен до нижнего кембрия [26, 3, 7]. Однако широкие корреляции с отложениями близких по возрасту фосфоритоносных бассейнов позволили предсказать, что фосфориты Малого Каратау залегают в самом основании нижнего кембрия [122], что несколькими годами позже подтвердилось находками нижне-

кембрийских трилобитов непосредственно выше фосфоритов [54]. На докембрийский возраст каройского комплекса указывают палеонтологические материалы, так как в низах тамдинской серии установлены аналоги бестрилобитовых зон разрезов нижнего кембрия Сибири [17].

Для суждения о стратиграфическом положении свит каройского комплекса з межрегиональной схеме имеются данные по ассоциациям фитолитов. Строматолитовые постройки в чичканской свите, сходные с вендскими [69], обосновывают деление каройского комплекса на две части: рифейскую и вендскую [63, 53]. По другой классификации вендский комплекс (вендомий) составляет самую верхнюю, терминальную, часть рифея [60]. В последнее время были обнаружены верхнерифейские строматолиты и микрофитолиты в шошкабулакской и тогузбайской свитах [41] и юдомские микрофитолиты в коксуйской серии, что подтверждает такие датировки каройского комплекса по возрасту. Прямых данных о возрасте нижнего подразделения комплекса — большекаройской свиты — до сего времени нет.

Вполне вероятно, что граница кембрий — докембрий не совпадает с подошвой чулактауской свиты и даже подошвой тамдинской серии.

Ниже излагается материал в соответствии со стратиграфическим расчленением от более древних свит к менее древним.

БОЛЬШЕКАРОЙСКАЯ СВИТА

Характер залегания и распространение. Свита распространена в Большекаройском и, на его продолжении, в Ушбасском тектонических блоках. За пределами их большекаройская свита ограниченно развита в Кенгобысайском блоке (урочище Аулие-Тогай). Вопреки мнению некоторых исследователей [3], мы считаем, что тип пород и циклическая структура, свойственные свите в долине Большой Карой, нигде за пределами названных блоков не обнаружены.

Большекаройский и Ушбасский блоки отделены на юго-западе от массива кокджотской серии Большекаройским разломом. Продольный разлом (надвиг), названный здесь Карашатским, рассекает блоки на две части: юго-западную и северо-восточную. Большекаройская свита детально изучалась нами в хорошо обнаженной юго-западной части блока, где она зажата между кокджотскими сланцами и клиньями доломитов тамдинской серии в лежачем крыле Карашатского надвига (рис. 5).

Предшествовавшие исследователи полагали, что Большекаройский блок представляет собой асимметричную антиклиналь, усложненную складками более высокого порядка [3, 7]. Если это справедливо для структуры тамдинской серии, то нижний, рифейский, этаж блока устроен сложнее. Расшифровать ее в главных чертах удалось благодаря обилию гироглифов на нижней поверхности слоев.

Для иллюстрации этой структуры приведен разрез через Большекаройский блок по руч. Кандымсай — р. Кандым (см. рис. 5). В этом пересечении, направленном вкрест простирания складчатости, хорошо выражены две крупные опрокинутые или наклонные с крутым северо-восточным крылом антиклинальные складки со сжатыми изоклинальными ядрами. Складки отделены друг от друга разрывным нарушением, которое можно интерпретировать как надвиг с перемещением юго-западной складки на северо-восточную. Юго-западное крыло складки ближней к Большекаройскому разлому осложнено опрокинутыми складками высших порядков со стороны сжимающей массы. Северо-восточные крылья обеих складок нарушены взбросами. Обе антиклинали протягиваются не менее чем на 15 км и перекрыты тамдинской серией.

Геологическая структура большекаройской свиты указывает на то, что смятие и сопровождающие его надвиги имеют направление, обратное

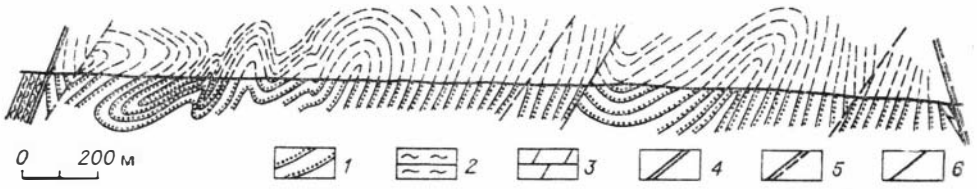


Рис. 5. Геологическая структура большекаройской свиты в долине Большой Карой. Пересечение по руч. Кандымсай — р. Кандым.

1 — граувакки большекаройской свиты; *2* — кварц-серицит-хлоритовые сланцы кокджотской серии; *3* — доломиты тамдинской серии; *4* — Большекаройский разлом; *5* — Карашатский надвиг; *6* — второстепенные разрывные нарушения.

главному направлению каледонских деформаций района. По иному характеру деформации перекрывающей тамдинской серии можно заключить, что смятие большекаройской свиты произошло в докембрии, вероятно, в верхнем рифее.

Разрывные нарушения и отсутствие седиментационных контактов с подстилающими отложениями затрудняют подсчет полной мощности свиты. Максимальная мощность в северо-восточном крыле юго-западной антиклинали составляет около 1150 м, не исключено, что полная мощность свиты приближается к 1500 м.

Седиментологическая структура. (Под данной структурой будем понимать строение свиты, обусловленное только седиментационными процессами, а не последующими деформациями.) Большекаройская свита принадлежит к типу образований, которые обычно называются флишоидными, так как в них значительную роль играют отложения мутьевых потоков. Стратиграфический разрез свиты выглядит как «бесконечное» чередование двух элементов, как правило очерченных резкими границами (размыв или резкое изменение гранулометрических и структурных характеристик) песчаников и алевро-аргиллитов. Первые являются наиболее ярким следствием разгрузки мутьевого потока и могут быть названы *турбидитами,* вторые несут признаки слабых течений или осаждения в спокойной (пелагической) обстановке бассейна. Турбидиты здесь рассматриваются как отложения с градационной слоистостью (graded bedding), т. е. в более узком смысле, чем в широко распространенной модели А. Бома [127]. Это оправдано целями послойной съемки разреза и наличием резких границ только по контуру песчаных пластов с градационной слоистостью. Выделить из слоев алевро-аргиллитов пелагическую составляющую, на наш взгляд, представляет неразрешимую задачу, поэтому горизонтально-слоистые или косоволнисто-слойчатые тонкозернистые осадки нами рассматриваются как целостный объект, противопоставляемый турбидиту. Слои турбидитов и смежные с ними окрашены в темно-серый цвет с зеленым или красным оттенком, красноцветная окраска встречается редко. В разрезе толщи по простиранию хорошо видна ровнослоистая структура, выдержанная на сотни метров.

Турбидитовые слои различаются между собой по мощности (от 0,5 до 600 см) и гранулометрическому составу, наиболее грубозернистые из них — гравелиты с размерностью галек 2—5 мм, тонкозернистые представлены алевролитами. В разрезе свиты гравелиты резко подчинены. Преобладают среднезернистые слои.

При послойном описании разреза нами применялась полевая классификация турбидитов и межтурбидитовых слоев, подтвержденная гранулометрическим анализом. Турбидиты были подразделены на 4 класса: T_1, T_2, T_3, T_4. Класс T_1 представляет слои, содержащие в основании гравелит или грубозернистый песок, класс T_2 содержит в основании примесь крупного песка, в классе T_3 погрубления материала в базальной части

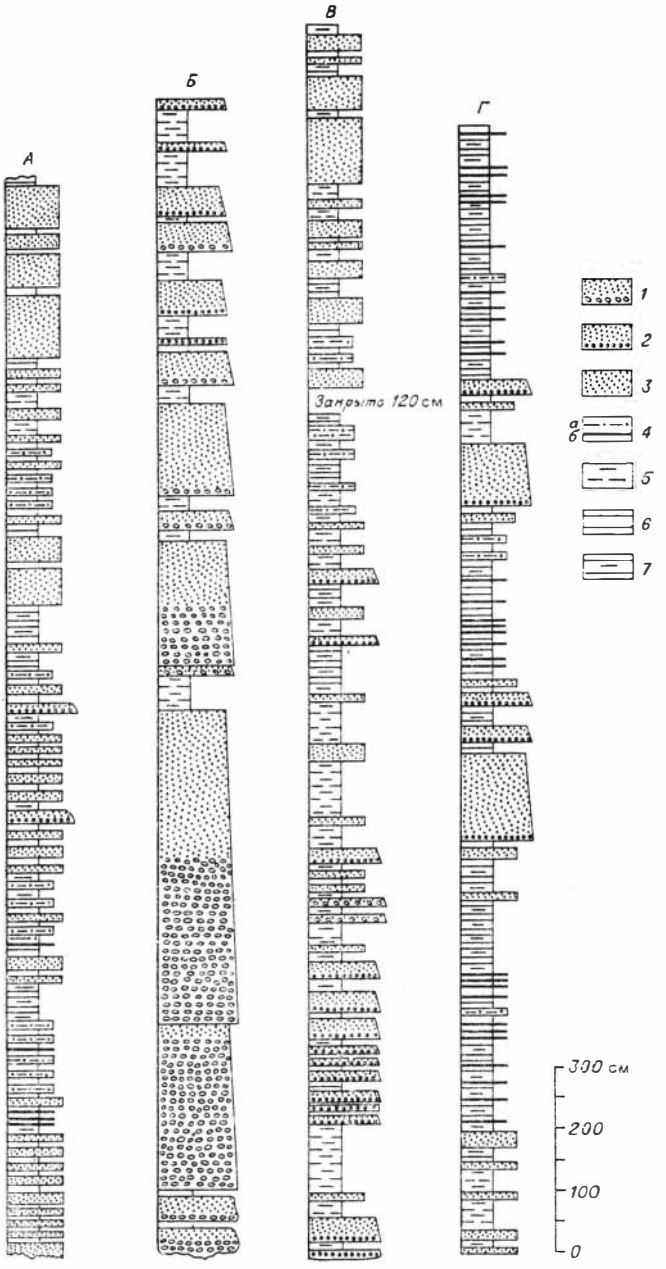


Рис. 6. **Строение фрагментов разреза большекаройской свиты (*А—Г*) в пересечении по р. Жолбарскамал.**

Турбидиты (классы): *1* — T_1; *2* — T_2; *3* — T_3; *4* — T_4 (а — больше 5 см, б — меньше 5 см); межтурбидитовые слои; *5* — алевролиты; *6* — аргиллиты; *7* — тонкое переслаивание алевролитов и аргиллитов.

слоев нет, класс T_4 — преимущественно однородные тонкозернистые турбидиты алевритового или тонкопесчаного состава. Типы последовательности различных турбидитов в разрезе показаны на рис. 6.

Наиболее полный послойный разрез большекаройской свиты был снят на р. Жолбарскамал. В нем зафиксировано 2030 турбидитовых слоев и столько же межтурбидитовых. Слои турбидитов по частоте распре-

делены так: T_1 — 42, T_2 — 497, T_3 — 1027, T_4 — 464. Как видим, абсолютное преобладание по числу имеет класс T_3 — вероятно, это результат оптимального режима разгрузки суспензионных потоков в данной структурно-формационной зоне. По стратиграфической вертикали отчетливо видно изменение структуры толщи — на разных уровнях преобладают определенные классы (см. рис. 6). В разрезе изменение структуры связано с чередованием пачек более грубозернистых и пачек преимущественно алевритово-глинистых. Следует отметить связь гранулометрического состава турбидитов и межтурбидитовых слоев, с грубозернистым классом T_1 ассоциируют только косоволнисто-слойчатые алевролиты и тонкозернистые песчаники; с тонкозернистым классом T_4 — преимущественно аргиллиты с примесью алеврита (см. рис. 6, Б, Г).

Гранулометрический анализ. Цель анализа — дать оценку распределения материала по зернистости в слое турбидита и суммарную количественную оценку зернистости толщи. Турбидитовые слои (песчаники) состоят из смеси зерен разного состава и размера и обладают всеми атрибутами песчаников из группы граувакк [87, 95]. Гранулометрическим измерениям подвергались только зерна морфологически более устойчивого и однородного компонента породы — кварца. Поскольку гидрослюдисто-хлоритовый матрикс играет не только роль наполнителя, но и активно внедряется (прорастает) в зерна кварца и полевого шпата, причем образуется сложная спутанно-волокнистая структура, границы твердых компонентов утрачивают резкость, а также морфологически усложняются. Измерение зерен с помощью линейки, во-первых, требует большой затраты времени и, во-вторых, возможна ошибка, которую трудно оценить. Поэтому нами был применен иной метод, дающий удовлетворительные результаты. Измерение зерен производилось при помощи измерительной сетки, имеющейся в наборе окуляр-микрометра микроскопа МП-7. Весь интервал размеров зерен (0,03—2,4 мм), слагающих турби-

Таблица 2

Гранулометрическая классификация, принятая в работе

Класс	Средняя площадь среза зерна, мм²	Границы классов			Десятичная классификация зернистости, мм
		в делениях сетки	по шкале φ	по метрической шкале, мм	
0	0,0015	<0,5	φ_5—φ_4*	0,02—0,062	Алеврит 0,01—0,1
1	0,0061	0,5—1,0	φ_4—φ_3	0,062—0,125	
2	0,0255	1,0—2,0	φ_3—φ_2	0,125—0,25	Песок мелкий 0,1—0,25
3	0,0590	2,0—3,0	φ_2—$\varphi_{1,5}$	0,25—0,35	Песок средний 0,25—0,50
4	0,1234	3,0—4,5	$\varphi_{1,5}$—φ_1	0,35—0,50	
5	0,2053	4,5—6,0	φ_1—$\varphi_{0,5}$	0,50—0,71	Песок крупный 0,50—1,00
6	0,3377	6,0—9,0	$\varphi_{0,5}$—φ_0	0,71—1,00	
7	0,5698	9,0—12,0	φ_0—$\varphi_{-0,5}$	1,00—1,41	Гравий мелкий 1,00—2,50
8	0,8698	12,0—14,5	$\varphi_{-0,5}$—$\varphi_{-0,75}$	1,41—1,68	
9	1,5238	14,5—18,0	$\varphi_{-0,75}$—φ_{-1}	1,68—2,00	
10	2,1500	18,0—20,5	φ_{-1}—$\varphi_{-1,25}$	2,00—2,38	

* Нижняя граница условна.

диты, разделяется на 10 классов, которые можно для дальнейших построений привязать к широко известной гранулометрической φ-шкале [133]. Предлагаемые градации (табл. 2) позволяют производить измерения легким и сравнительно быстрым способом, так как границы выделенных классов соответствуют линиям сетки. Накладывая (через окуляр) сетку на шлиф, подсчитываем зерна в поле всей сетки, т. е. на площади 100 мм². Затем шлиф передвигаем перпендикулярно слоистости и подсчитываем количество зерен всех классов на соседнем поле такой же величины. Измерения заканчиваются, когда фрагмент слоя в шлифе полностью пересекается. Таким образом, подсчет зерен всех размерностей производится в полосе шириной 10 мм поперек шлифа.

Для гранулометрического анализа было отобрано три образца турбидита из каждого слоя — из базальной, средней и верхней его частей. Таким опробованием достигается две цели — возможность показать изменение гранулометрических характеристик в условиях градационной слоистости и возможность связать гранулометрические характеристики с визуальной типизацией турбидитов. Опробование велось по равномерной мощностной шкале (через 10 м) и представительности двух главных классов — T_2 и T_3. В класс T_1 входит немного образцов, так как они по своей характеристике близки к классу T_2; нерегулярное опробование класса T_4 объясняется однородным составом зерен, близким к алевритовой размерности.

Соотношение количеств зерен в гранулометрическом анализе одного образца изображается в виде гистограммы и интегральной прямой. Для этого число зерен умножалось на среднюю площадь среза зерна $S_{ср}$. Следовательно, в конечном итоге мы имеем дело с величиной площади срезов всех зерен данного класса и можем отношение площадей интерпретировать как отношение объемов и масс.

Средняя площадь среза была получена эмпирически — путем зарисовки и подсчета палеткой площади среза 30 случайных зерен каждого класса (рис. 7). В табл. 2 показана средняя площадь среза зерна для 10 классов зерен. Средние площади в наименьшем (класс 0) и наибольшем (класс 10) по размерности классах получены экстраполяцией. Для этого был построен график отношения площади градаций сетки, принятых в работе, к средней площади среза зерна соответствующего класса.

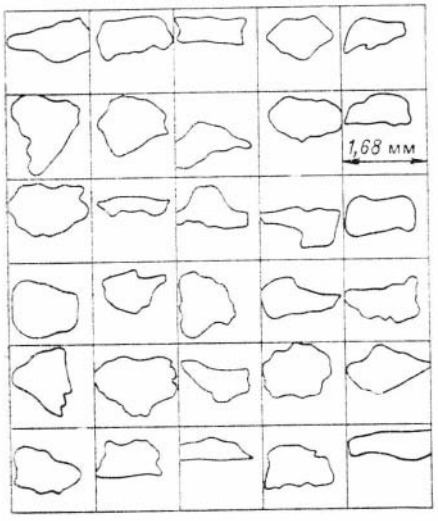


Рис. 7. Форма зерен кварца из большекаройских граувакк (класс 8) на гранулометрической сетке, обр. 1360.

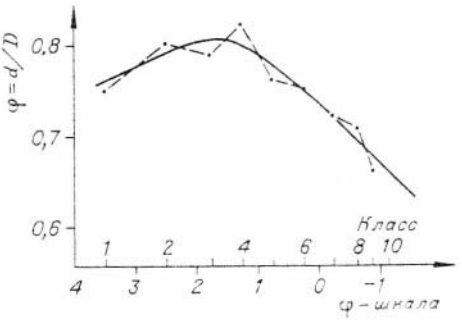


Рис. 8. График сферичности зерен кварца от — 1φ до 4φ из большекаройских граувакк, обр. 1360. φ — коэффициент сферичности по Х. Уоделлу [144], d — диаметр круга, равного по площади зерну; D — диаметр максимального круга, описанного около зерна.

Площадь каждой градации будет составлять среднюю величину, полученную из площади двух квадратов, длины сторон которых приведены в табл. 2. Фактически же за среднюю площадь градации принималась площадь круга, полученного из полусуммы двух кругов, вписанных в квадраты. Эта величина обозначена $S_{\circ\,ср}$. Отношение $S_{\circ\,ср} : S_{ср}$ является отношением размера ячейки сетки к фактическому среднему размеру соответствующей этой ячейке частицы в единицах площади. По мере увеличения размера класса частиц от 1 до 10 отношение $S_{\circ\,ср} : S_{ср}$ увеличивается, что можно связывать с изменением формы зерен. Отчасти это подтверждается графиком сферичности зерен разных классов (рис. 8), подсчитанной по формуле $\varphi = d/D$ [145]. Сферичность по Х. Уоделлу, предусматривает измерение зерен в плоскости слоистости для фиксирования среза по наибольшему и среднему диаметрам зерен. В данной работе вычислялась площадь среза зерен, расположенных поперек слоистости, т. е. сферичность несколько занижена. Эта особенность не мешает получить информацию об изменчивости формы и относительного объема зерен в разных гранулометрических классах. По мере увеличения размера гранулометрического класса сферичность зерен уменьшается (см. рис. 8).

Гранулометрические анализы отражены с помощью гистограмм и интегральных прямых на вероятностной шкале для частот и логарифмической шкале φ для значений классов. Ниже приведены примеры двух типов распределения, соответствующих турбидитам T_2 и T_3. На рис. 9 хорошо видна двухвершинная гистограмма для совокупности зерен из базальной части турбидита T_2; она заменяется одновершинной гистограммой при анализе средней и верхней частей этого слоя, причем выборки зерен в каждом образце представительны. При визуальной оценке гистограмм можно предполагать логарифмически нормальное распределение размеров зерен, а по гистограмме образца 1351—1 — смешанное распределение. Интегральные прямые с вероятностной шкалой частот подтверждают визуальную оценку, так как суммарные частоты классов зерен располагаются приблизительно на прямой линии. Смешанное распределение для данного образца не может быть установлено на интегральной прямой с исчерпывающей ясностью, хотя соответствующий график может быть изображен в виде двух пересекающихся прямых (пунктир). В слое в целом установлена отчетливая смена снизу вверх распределений с боль-

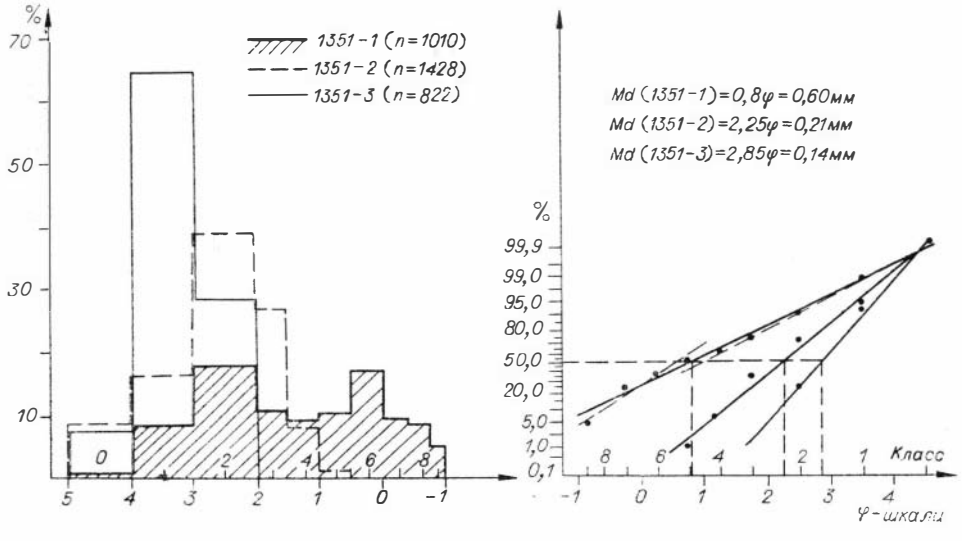


Рис. 9. Гистограммы распределения зерен по размеру и интегральные прямые для трех образцов из слоя турбидита 1351 (мощность 52 см) класса T_2. Числовой порядок образцов соответствует порядку отбора проб снизу вверх по стратиграфической вертикали; n — число зерен; Md — медиана.

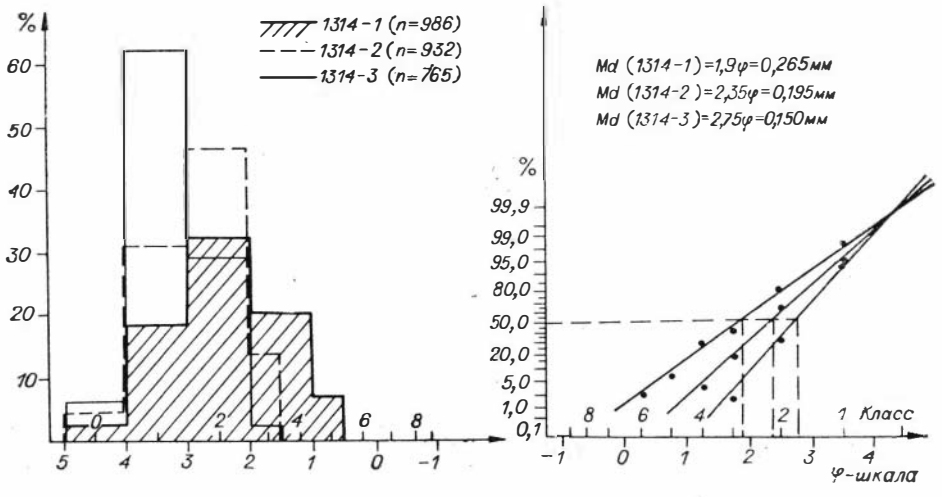


Рис. 10. Гистограммы распределения зерен и интегральные прямые для трех образцов из слоя турбидита 1314 (мощность 18 см) класса T_3.

шой медианой (0,60 мм) распределением с малой медианой (0,14 мм).

Такие же выводы можно сделать из гранулометрических анализов турбидита T_3 (слой 1314, рис. 10). Особенностью этого класса являются одновершинные гистограммы (отсутствие смешанного распределения), подтвержденные четкими интегральными прямыми. Область средних значений здесь сужена (от 0,265 до 0,15 мм) и отвечает более тонкому гранулометрическому классу турбидита. Все три совокупности зерен распределены по ясно выраженному логарифмически нормальному закону.

Послойный разрез большекаройской свиты позволяет судить об относительном объеме в нем разных классов турбидитов и их суммы к сумме межтурбидитовых слоев. В пересечении по р. Жолбарскамал мощности суммировались в соответствии с классификацией. Суммарная мощность турбидитов равна 45%, а межтурбидитовых пород — 55% от мощности разреза. Классы T_1, T_2, T_3, T_4 соответственно составляют: 3,9; 31,4; 17,7 и 2%. Абсолютное преобладание средних по зернистости классов согласуется с преобладанием их слоев (75%) в разрезе. Межтурбидитовые слои распределены по мощности так: алевролиты (часто косоволнисто-слойчатые) — 18,1%; алевро-аргиллиты (горизонтально-тонкослойчатые) — 35,6%; аргиллиты (с тончайшей листоватой отдельностью) — 1%.

В целом большекаройская свита имеет глинисто-алевролито-песчаный состав, гравелиты и конгломераты можно рассматривать как включения.

Текстурный анализ. Слои большекаройской свиты содержат большое количество текстур (гироглифов), обычных во флишевых толщах. Преобладающая часть текстур связана с нижней поверхностью слоев и представляет собой слепки (*casls*, механоглифы по Н. Б. Вассоевичу) различных следов (*marks*) действия мутьевых потоков. Слепки (отпечатки), хорошо отпрепарированные благодаря опрокинутому залеганию слоев, сопровождают почти каждый слой турбидита и ориентируются по длинной оси для всей толщи в близком направлении. По текстурам турбидитов имеется большая литература, важнейшие сведения изложены в работах [15, 115, 129, 130, 134, 138, и др.]. Согласно предшествующим исследованиям гироглифы на поверхности слоев турбидитов подразделяются по происхождению на: 1) знаки эрозивного действия жидкого потока; 2) знаки внедрения полужидкого грубого осадка в более тонкозернистый; 3) знаки касания, качения и волочения различных мелких тел (зерен,

галек) по поверхности тонкозернистого осадка; 4) следы жизнедеятельности донных организмов. Последняя группа в большекаройской верхнерифейской свите отсутствует. Три первые группы хорошо развиты. Кроме этого, более редко встречаются прямолинейные слепки борозд размером 15×500 см.

Как отмечалось и ранее, гироглифы тесно связаны с гранулометрическим классом и мощностью турбидитов. Так, скульптура нагрузки или внедрения грубого материала в подстилающий субстрат (*load cast*) тесно связана с классами T_1 и T_2, а наиболее изящные слепки с тонких промоин или борозд волочения песчинок (*furrow* и *skip*) и тонкие штрихи (*groove cast*) находятся на подошве турбидитов T_3 и T_4.

Весьма редко в верхней части слоя T_3 встречается конволютная слойчатость или слой закручен в роллы.

На втором месте по распространению после гироглифов стоит тонкая косоволнистая слойчатость, связанная только с нижней частью межтурбидитовых алевролитовых слоев. Плоскости слойков в косых сериях очень пологи и так плохо отпрепарированы, что замерить направление наклона представляет большую трудность.

Текстуры, приуроченные к подошве песчаных слоев с градационной слоистостью, широко используются для реконструкции палеотечений [138]. Известны две точки зрения на интерпретацию направлений следов древних потоков. Одни исследователи отрицают связь гироглифов с мутьевыми потоками, их образование относится за счет донных течений, следующих вдоль трога флишенакопления [33]. Другие придерживаются мнения о том, что вдоль трога распространялись мутьевые потоки, которые и дали в конечном счете весь комплекс текстур [130]. Имеются доказательства, что ориентировка гироглифов указывает также на палеосклон и может являться методом для определения направления к источнику материала [135, 138]. Столь редкая возможность не могла быть не использована в данной работе, поскольку для вопросов исторической преемственности развития фосфатоносного бассейна со структурно-формационной зональностью геосинклинали важно знать положение в ней кордильеры.

Замеры направлений движения древних потоков по гироглифам были сделаны в Большекаройском и Ушбасском блоках и нанесены на план (рис. 11). Из 109 замеров 72% приходится на слепки с желобковых промоин (*flute*, *furrow casts*), 23% — на слепки знаков волочения и пр. (*prod*, *skip*, *bruch*, *bonnce casts*), 5% — на скульптуры внедрения (*load casts*). Большинство замеров сделано на слепках с четким вектором движения; прямолинейные и штриховые слепки лишь указывают на простирание линии движения потока, совпадающей с линией вектора. Наименее выразительно ориентированные в пространстве скульптуры внедрения составляют небольшую долю замеров.

Результаты замеров могут интерпретироваться как направления палеотечений в данном географическом районе, если этому благоприятствует геологическая структура, не исказившая конседиментационного положения текстур. Данному условию район Малого Каратау вполне удовлетворяет. Большекаройская свита смята в параллельные складки без существенных сдвигов и поворотов блоков относительно друг друга. Исключение составляет ряд замеров в Ушбасском блоке — в лежачем крыле крупного продольного надвига — вероятного продолжения Карашатского (см. рис. 11). Здесь большекаройская свита подвергалась не только деформации согласно плану складчатости, но также поперечным к общему простиранию структур изгибам, что создало на этом участке весьма сложную зону смятия. Скорее всего, направление длинных осей гироглифов в данной точке связано с их переориентировкой в приразломной зоне, если учесть наблюдаемую структуру и резкий поворот замеров на этом участке.

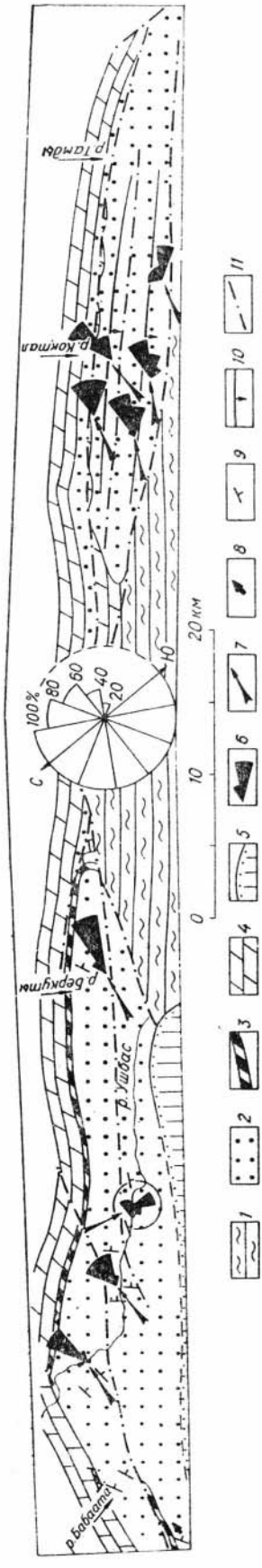


Рис. 11. Геологическая схема Большекаройского и Ушбасского блоков и распределение замеров гиероглифов.

1 — кварц-серицит-хлоритовые сланцы кокджотской свиты; *2* — граувакки большекаройской свиты; *3* — фосфоритоносные отложения тамдинской серии (кыршабактинская и чулактауская свиты); *4* — доломиты шабактинской свиты; *5* — девонские отложения; *6* — процентное соотношение гиероглифов разных направлений; *7* — суммарное направление мутьевого потока; *8* — одиночные замеры; *9* — простирание слоев; *10* — простирание оси главных складок и падение осевой поверхности; *11* — важнейшие разрезы.

Общее направление движения мутьевых потоков близко к широтному и меняется от СВ 86° до ЮВ 125°. С простиранием складчатой структуры большекаройской свиты, так же как с простиранием основных надвигов, направление палеопотоков составляет угол 5—45°. Это дает некоторые основания считать, что направление палеопотоков пересекает под острым углом структурно-формационные зоны геосинклинального прогиба и указывает на положение источника материала, т. е. кордильеры. Петрографический анализ граувакк подтверждает этот вывод. Интересна четкая картина одностороннего поступления материала с северо-запада, со стороны современных выходов наиболее древних пород геосинклинали — кокджотской серии.

Петрографический анализ. Состав песчаников большекаройской свиты изучался в шлифах. Предварительно шлифы окрашивались ализарином для выявления кальцита и кобальтнитритом натрия для выявления калиевых полевых шпатов. Песчаники (турбидиты) представляют собой типичную грауваккy с неотсортированным слабо окатанным материалом (см. рис. 7) обилием гидрослюдисто-хлоритового матрикса, образованного за счет перекристаллизации и изменения материала слюд и хлорита, а также за счет раздавливания и перераспределения гидрослюдисто-хлоритовой ткани обломков пород. Обычными являются тонкие зерна магнетита, лейкоксена и гидроокислов железа и перекристаллизованный карбонат (доломит). Большекаройские граувакки из-за обилия матрикса обладают значительной прочностью (вязкостью) при ударе и темными оттенками зеленовато-серого цвета, реже встречается другая окраска.

Соотношение основных компонентов было получено при подсчете в каждом шлифе около 500 зерен песчаной размерности. Конечные компоненты разделены на три группы в соответствии с полюсами диаграммы *QFR* состава: кварц, полевые шпаты и агрегаты (обломки пород).

1. Кварц монокристаллический, гранулированный, с мозаичной, блочной, розеточной (халцедоновой) структурой.

2. Полевые шпаты. Преобладает плагиоклаз (олигоклаз-андезин), а в Боль-

шекаройском блоке — это единственный представитель группы. Зерна, обычно таблитчатой формы, с хорошо выраженными полисинтетическими двойниками, частично серицитизированы.

3. Агрегаты (обломки пород) подразделяются на несколько видов: а) кварциты с мозаичной структурой, хлорит-кварцевые кварциты с анатазом и гранобластовой структурой; б) кварц-мусковитовые, кварц-мусковит-хлоритовые алевросланцы с лепидобластовой структурой, слюдиты (мусковитовые породы); г) глинистые и кварц-глинистые сланцы и алевросланцы с микрочешуйчатой структурой; д) эффузивы (хлорит-серицит-железистые породы) с дендритовидной и флюидальной структурой, серицитовые породы с флюидальной структурой и остатками порфиров плагиоклазов; е) диабазы, микродиабазы хлоритизированные окварцованные; ж) плагиограниты (сростки плагиоклаза и кварца) с графофировой структурой, встречаются редко.

Кроме перечисленных компонентов обычны мусковит и хлорит, представленные лейстовидными зернами. Из-за отсутствия ясных признаков невозможно определить, являлись ли лейсты хлорита, а также неправильные выделения или монокристаллы доломита терригенными образованиями. Иногда видно, что зерна кластогенны, но из-за эпигенетических преобразований большинства из них и обилия новообразованных гидрослюд, хлорита и карбоната оба минерала из подсчета исключены. По основным компонентам состав граувакк (табл. 3) довольно устойчив, вариации очень редко превышают 15%, а обычны в пределах 5—10%.

Для удобства изображения и классификации песчаников по трем компонентам данные о составе 51 образца были нанесены на треугольную диаграмму *QFR*. Согласно [95] применена диаграмма с 16 классами и соответствующей номенклатурой песчаников. Большекаройские граувакки занимают компактную область, пересекающую три класса — литокластито-кварцевый, кварц-литокластитовый и кварц-литокластито-миктитовый (рис. 12, *А*). Значительная их часть относится к литокластитовой и миктитовой группам (кварца $<50\%$). Основные вариации состава оп-

Таблица 3

Модальный состав граувакк большекаройской свиты

Класс турбидита	Кварц	Полевой шпат	Агрегаты (обломки пород)						Сумма
			Кремни	Кварциты	Кварц-мусковит-хлоритовые сланцы	Глинистые кварцево-глинистые сланцы	Эффузивы (лавы)	Диабазы	
T_2	44,7	11,8	8,4	2,8	4,6	26,8	—	0,9	43,5
T_2	42,7	8,0	7,2	1,5	2,7	37,9	—	—	49,3
T_2	42,6	16,5	9,3	7,2	1,2	20,6	1,4	1,2	40,9
T_2	47,7	12,1	5,2	0,5	3,0	29,8	1,2	0,3	40,2
T_2	53,4	11,5	7,5	—	0,2	27,2	—	0,2	35,1
T_2	41,2	17,8	6,3	—	—	33,9	—	0,8	41,0
T_3	49,1	5,7	4,0	—	—	40,6	0,2	0,4	45,2
T_3	48,0	7,4	2,8	—	0,2	41,4	—	0,2	44,6
T_2	43,0	11,4	6,7	—	0,3	38,2	—	0,4	45,6
T_3	51,2	7,7	3,3	—	—	37,2	—	0,6	41,1
T_3	41,3	10,4	6,4	—	—	41,5	0,2	0,2	48,3
T_3	48,0	8,4	3,4	—	—	39,9	—	0,3	43,6
T_2	40,4	9,2	4,3	—	0,2	45,9	—	—	50,4
T_2	43,1	8,5	6,0	—	0,4	41,4	0,4	0,2	48,4
T_3	43,5	10,6	3,6	0,2	—	41,2	—	0,9	45,9

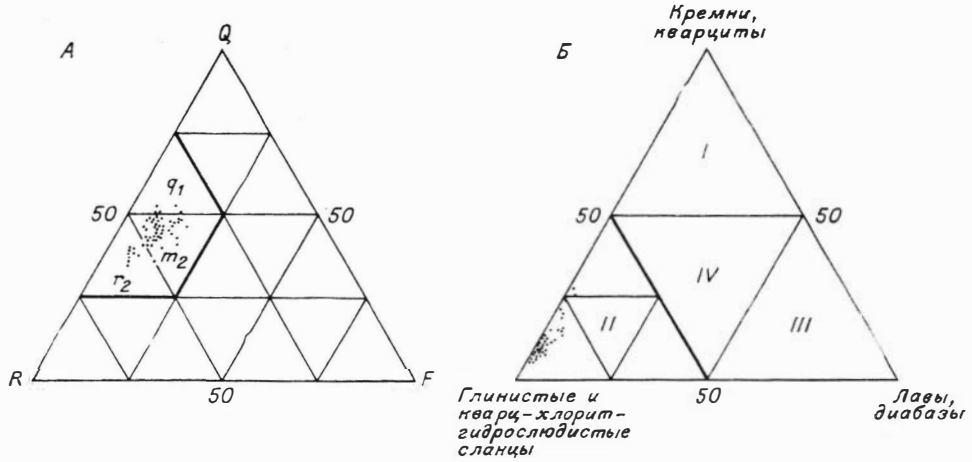


Рис. 12. Модальный состав граувакк большекаройской свиты на диаграмме *QFR* (*Q* — кварц, *F* — полевые шпаты, *R* — обломки пород).

А — классификация граувакковых песчаников; q_1 — литокластито-кварцевые, m_2 — кварц-литокластито-миктитовые, r_2 — кварц-литокластитовые. *Б — классификация обломков пород в граувакках*: *I* — кремнитовая группа, *II* — кварц-хлорит-гидрослюдистая (алевросланцевая), *III* — вулканитовая, *IV* — миктитовая.

ределяются отношением кварца и филлосиликатовых обломков пород. По содержанию плагиоклаза колебания не выходят за пределы 10—12%, и вся совокупность на диаграмме вытянута параллельно стороне *QR*. Вероятно, стабильность содержания плагиоклазов связана с поступлением материала из изолированного от сланцевой толщи источника, что вполне согласуется с находками обломков плагиогранитов. В данном случае эффузивный источник полевых шпатов не может приниматься во внимание, так как его значение в области сноса резко подчинено.

Наибольшую информацию о характере массивов пород в области сноса дают обломки пород. Для этой цели обломки пород объединены по составу в три сообщества: 1) кремни+кварциты, 2) глинистые и кварц-хлорит-гидрослюдистые сланцы, 3) эффузивы. Соотношение сообществ обломков пород в граувакках показано на классификационной диаграмме (см. рис. 12, *Б*). Содержание представителей каждого сообщества (конечного компонента диаграммы) пересчитывалось в процентах от суммы всех обломков.

Диаграмма состава обломков подразделена на четыре группы. Все обломки пород входят в алевросланцевую группу, причем на более детальной сетке второго порядка почти все обломки локализуются в классе, прилегающем к полюсу алевросланцев. Эффузивы резко подчинены. Кремниты играют роль второго по значению компонента. Область фигуративных точек представляет собой овал сильно вытянутой в направлении полюсов алевросланцы — кремниты. Можно полагать, что толща, служившая источником материала, была кремнисто-алевросланцевой с редкими пачками эффузивов. Если между породами в области сноса соблюдается пропорциональность такая же, как между их обломками в области седиментации, то источник терригенного материала (кордильера) должен состоять на 75—90% из алевросланцев, 10—20% — кремнитов и 1—5% — эффузивов. Не исключено наличие в области сноса пачек карбонатных пород.

Отметим, что вдоль простирания прогиба область сноса несколько менялась свой состав. Об этом свидетельствует появление в граувакках Ушбасского и Кенгобысайского блоков калиевых полевых шпатов и известняков. Ни те ни другие, хорошо диагностирующиеся окрашиванием, в Большекаройском блоке не встречены, что может быть только следствием параллельных мутьевых потоков. Таким образом, гипотеза о

единым для всего трога потоке материала, перемещаемого донными течениями, нашими материалами не подтверждается.

Постоянство области сноса для определенного участка бассейна сохраняется продолжительное время — состав граувакк постоянен по разрезу и в разных типах граувакковых (турбидитовых) слоев. Исследователи, изучающие граувакки [87], показали, что вместе с гранулометрической градацией в турбидите меняется компонентный состав: в грубой фракции увеличивается содержание обломков пород, в тонкой — кварца. Мы проанализировали несколько слоев турбидитов снизу вверх по трем точкам в каждом. Наблюдаемое распределение не подчиняется какому-либо правилу; более того, имеются все теоретически возможные случаи распределения. Состав прямо не зависит ни от класса турбидита, ни от мощности слоя. Если закономерности изменений и есть, то они носят явно статистический характер.

Условия образования. Нет препятствий относить большекаройскую свиту к типичной флишеподобной турбидитовой формации. Правильней называть ее надформацией, в которую флиш входит в качестве одного из членов. Характерные признаки осадочных тел этой группы привел Ф. Кюнен [135]. Большекаройская свита обладает почти полным набором признаков турбидитовой формации, исключая признаки биологической природы. В ней также отсутствуют все те признаки мелководных отложений, которые в цитированной работе считаются отрицательными для турбидитовой формации. Следует подчеркнуть грауваккový тип псаммитов и чрезвычайно распространенную градационную слоистость, не улавливаемую гранулометрическим методом только в самых тонкозернистых турбидитовых слоях мощностью 0,5—4 см.

Вслед за Ф. Кюненом [135] мы придерживаемся мнения, что турбидитовая формация накапливается на большой глубине бассейна (от нескольких сотен до 2 тыс. м) и приурочена, по современной классификации, к континентальному склону и абиссальной равнине. Именно спокойная динамическая обстановка больших глубин бассейна сохраняет отдельные слои от размывов и способствует накоплению ровнослоистой толщи большой мощности. О большой глубине свидетельствует также отсутствие фитогенных карбонатов. Небольшие слои розового микрозернистого доломита появляются среди большекаройских граувакк только в самой верхней части формации среди межтурбидитовых отложений.

Согласно [146, с. 31—33] неоднородность седиментологической структуры большекаройской свиты (чередование грубозернистых и тонкозернистых или промежуточных по зернистости пачек; см. рис. 6) может трактоваться как смена во времени обстановок внутренней части осадочного веера — обстановками его внешнего края. Тогда группировки турбидитов T_1, T_2, T_3 и T_4 в разрезе должны образовывать латеральный ряд от верхней части континентального склона до абиссальной равнины.

Интересный палеогеографический вывод можно сделать, анализируя направление палеопотоков. Уже отмечалось, что материал поступал с северо-запада, причем в его составе отсутствуют компоненты кристаллического фундамента. Используя закономерность формирования флишевых толщ в геосинклиналях альпийского цикла [85], можно полагать, что кордильера находилась во внутренней части «прогиба» Малого Каратау. Этот вывод вносит существенные изменения в представлении о пространственной ориентировке геосинклинали [58, 55] и положении по отношению к ней континентального массива (форланда).

ДЖАНЫТАССКАЯ СЕРИЯ

Располагается в Джанытасском тектоническом блоке, слагая его нижний этаж, частично обнажена в юго-западной части Кенгобысайского блока. В Джанытасском блоке серия ограничена с юго-запада Джаны-

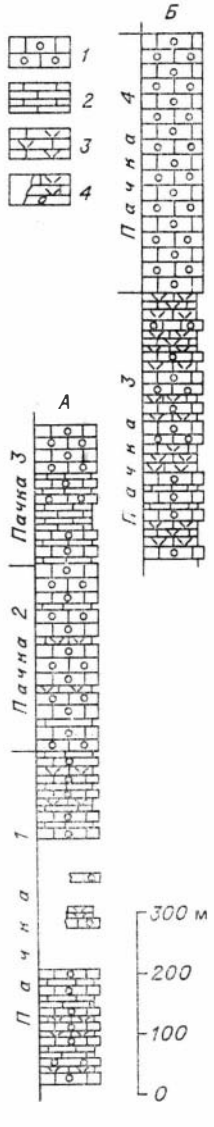
тасским надвигом — крутым разрывом, который прослеживается на юго-восток внутри кембро-ордовикской тамдинской серии. С южной частью пространства сместителя Джанытасского надвига совмещен более поздний сдвиг, по диагонали рассекающий Малокаройский и Ушбасский блоки. Северо-западная ветвь Джанытасского надвига ограничивает с юго-запада Кенгобысайский блок.

Джанытасская серия перекрывается с угловым несогласием тамдинской серией с кыршабактинской свитой в основании и подразделяется на шошкабулакскую и тогузбайскую свиты.

Шошкабулакская свита

Локализована в южной части Джанытасского блока (горы Шошкабулактау и Улькенактау), где нижняя ее часть срезана надвигом, а верхняя — предтогузбайским несогласием. Тектонический клин свиты в Кенгобысайском блоке перекрыт с седиментационным контактом отложениями тамдинской серии.

Распространение и характер залегания. Массив свиты представляет собой простую моноклиналь с погружением к северо-востоку под углом 55—70°. В зоне Джанытасского надвига слои образуют открытую складку длиной около 5 км и шириной 250 м, южное крыло складки осложнено мелкими складками более высоких порядков. Массив шошкабулакской свиты пронизан множеством малоамплитудных разрывных нарушений. Некоторые из них располагаются параллельно или под острым углом к надвигу и являются второстепенными, сопровождающими его взбросами, большая часть представляет более поздние сдвиги, рассекающие в том числе сместитель надвига.



Стратиграфия. Шошкабулакская свита подразделена на четыре пачки, хотя такое деление в достаточной мере условно. Однородный состав свиты и отсутствие четких маркирующих слоев не позволяют рассматривать литологические пачки в ранге подсвит. Пачки описаны стратиграфически снизу (рис. 13):

1) пачка чередования массивных микрофитолитовых тонкослоистых микрокристаллических и брекчиевых «бамбуколистных» известняков.

Вид. мощность . . . . . 550 м;

2) пачка массивных микрофитолитовых известняков . . . . . 300 м;

3) пачка чередования, аналогичная (1); отмечается обилие плоскообломочных брекчий . . 450 м;

4) пачка существенно массивных микрофитолитовых известняков . . . . . 450 м.

Суммарная мощность свиты 1750 м.

По всему разрезу свиты отобраны пробы на микрофитолиты. Определение микрофитолитов любезно выполнено М. С. Якшиным (ИГиГ СО АН СССР).

Список форм по всему разрезу свиты: *Vesicularites breviculus* Yaksch., *V. compositus* Z. Zhur., *V. aff. flexuosus* Reitl., *V. aff. bothrydioformis* (Krasnop.), *V. ovatus* Z. Zhur., *V. aff. vapolensis* Zabr., *Osagia*

Рис. 13. Разрез шошкабулакской свиты. *А* — в пересечении в 4 км юго-восточнее род. Шошкабулак. *Б* — в пересечении по руч. Тогузбай.

1 — микрофитолитовые известняки; *2* — микритовые известняки; *3* — известняковые брекчии; *4* — фрагменты разреза по буровым скважинам.

aff. udereica Yaksch., *O. aff. torta* Milst., *O. sp. nov.*, *O. composita* Z. Zhur., *O. tchaica* Yaksch., *Radiosus elongatus* Z. Zhur., *R. crustosus* Z. Zhur., *R. stirpitus* Z. Zhur., *R. sp.*, *Nubecularites uniformis* Z. Zhur., *N. aff. abustus* Z. Zhur., *Vermiculites irregularis* (Reitl.), *V. sp. nov.*, *Vesicularia circumretio* Korol., *Volvatella zonalis* Nar., *V. vadosa* Z. Zhur., *V. obsoleta* Nar., *V. sp.*

По заключению М. С. Якшина, ассоциация микрофитолитов содержит большое количество верхнерифейских форм различных региональных ассоциаций верхнего рифея Сибирской платформы и Урала (верхнелахандинская, каланчевская, ченчинская). Вместе с тем в шошкабулакской ассоциации отмечается ряд проходящих форм: *Vesicularites flexuosus*, *V. bothrydioformis*, групп *Volvatella*, *Vermiculites*, *Nubecularites*, а также новые эндемичные формы из групп *Volvatella* и *Radiosus*, реже *Vesicularites* и *Nubecularites*.

В целом состав ассоциаций в шошкабулакской свите позволяет сопоставлять ее с верхним рифеем Сибирской платформы.

Седиментологическая структура. Свита характеризуется линзовидно-слоистой структурой, т. е. слоистостью, не выдержанной по простиранию, и состоит из чередующихся массивных светло-серых, белых и розовато-серых микрофитолитовых известняков (мощностью от 2 до 80 м), тонкогоризонтально-слойчатых черных, серых и красных хемогенных известняков (мощностью от 0,5 до 3 м, редко до 10—15 м) и слоев известняковых плоскообломочных брекчий (мощностью от 0,5 до 50 м). Слои не выдержаны по мощности, образуют раздувы или быстро выклиниваются, характерно линзовидное (длина линз онкоидов до 100—250 м) залегание массивных известняков в облекающих их тонкослоистых известняках и брекчиях (рис. 14). Среди преобладающих известняков встречаются редкие слои (до 15 м) белых сахаровидных доломитов и красных алевролитов. Отмеченные типы слоев имеют, попеременно, преимущественное распространение. В средней (второй) и верхней (четвертой) пачках свиты микрофитолитовые слои преобладают, тогда как в других частях разреза имеет место равнослоистое чередование. Впрочем, по простиранию эти свойства не выдерживаются, и в целом вырисовывается сложная картина линзовидного наслоения карбонатных пород.

Петрографический анализ. Шошкабулакская свита целиком состоит из пород карбонатной группы: 1) пеллетно-микрофитолитовые известняки; 2) микрокристаллические известняки; 3) известняковые автохтон-

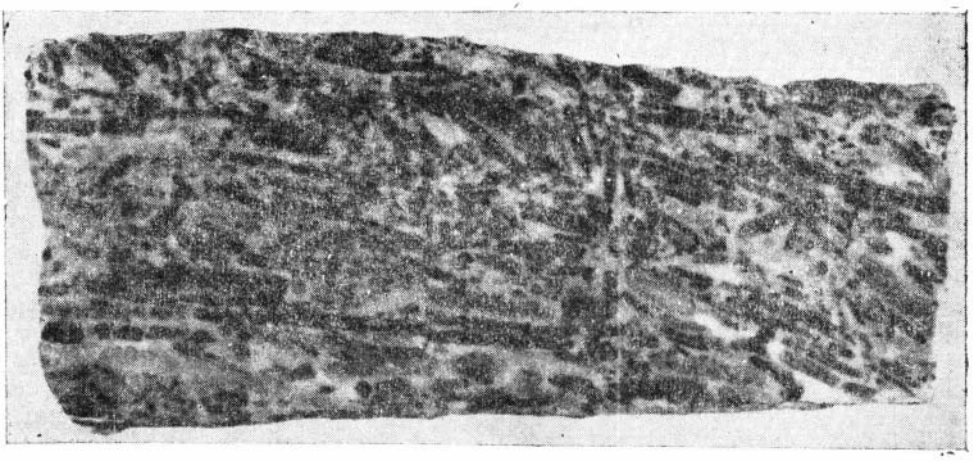


Рис. 14. Известняковая «бамбуколистная» брекчия из шошкабулакской свиты. Масштаб 1 : 1.

ные брекчии; 4) доломиты. При описании типов пород применены классификации, ранее использованные в работе [41].

Пеллетно-микрофитолитовые известняки состоят из микрокристаллических комочков — пеллетов (0,1—0,3 мм) и разнообразных микрофитолитов — концентрически-слоистых, сгустковых, пузырчатых и сложных (преобладают слоистые — 0,1—0,5 мм), иногда замещенных кремнем и сцементированных очень мелкокристаллическим (микрит 0,02—0,05 мм) или мелкокристаллическим кальцитом. Пеллеты и микрофитолиты находятся в равных количествах или поочередно преобладают в разных образцах. Известняк чисто кальцитовый или, чаще, слабодоломитовый и доломитовый. Цементирующая масса составляет от 25 до 50%, участками перекристаллизована до крупнокристаллической структуры. Встречаются разновидности со сгустковой криптокристаллической и микритовой структурой и более хорошо раскристаллизованным материалом между сгустками — слои, возможно, кластического (автохтонного) происхождения. В некоторых образцах белого массивного известняка биогенная структура затушевана или отсутствует и порода представляет собой агрегат кристаллов микритового размера.

Кристаллические известняки (тонкослоистые) — однородные микритовые, микрокристаллические, реже криптокристаллические и мелкокристаллические с крупнокристаллическими участками, слабодоломитовые и доломитовые (25—50% доломита). В небольших слоях видна мелкокомковатая сгустковая (пеллетовая) структура.

В известняковых брекчиях обломки представляют собой фрагменты тонких слоев толщиной 0,2—2 см и длиной 1—10 см черного, красного и серого кристаллического известняка, сцементированных белым и серым микро- и мелкокристаллическим кальцитом. К известняковым гальками (плиткам) примешивается зернистый пеллетно-микрофитолитовый и обломочный автохтонный псаммитовый материал.

Доломиты чистые, мелко- до крупнокристаллических, с мозаичной структурой.

Условия образования. Структура и состав шошкабулакской свиты свидетельствуют о существовании двух главных обстановок: 1) мелководья известняковой банки и 2) пелагической. Известняковая банка находилась на большом удалении от источника терригенного материала, что предопределило чистоту карбонатных отложений (отсутствие глинистой примеси). Мощность шошкабулакских отложений указывает на устойчивое погружение области подводного геоморфологического поднятия, на этом фоне видны результаты периодического обмеления и углубления бассейна. Времени углубления бассейна соответствует накопление тонкослоистых микрокристаллических известняковых осадков, вероятно, с рассеянным органическим веществом (черный цвет) или окрашенных слабой примесью тончайшей железистой мути. Вслед за обмелением бассейна тонкослоистые известняковые осадки выводились в зону волнового воздействия, взламывались и перераспределялись в виде слоев или линз плоскообломочных брекчий; часть брекчий, вероятно, представляет собой оползневые массы, опустившиеся по склону флишевого прогиба (олистостромы). К этим же периодам приурочено формирование мощных слоев и пачек микрофитолитовых известняков, которые сначала были латеральными соседями брекчий, и в конечном счете их перекрывали. Обстановка мелководья с активной гидродинамикой способствовала формированию в пределах банки микрорельефа за счет постоянного перераспределения — перекатывания — зернового (фитолитового) известкового материала. Линзообразные или онкоидные (пластово-строматолитовые) намывные или биогермные известняковые образования, в свою очередь, обрамлялись тонкими слоями плоскообломочных брекчий. Существовало два периода в развитии банки, когда мелководная обстановка преобладала и лишь изредка сменялась пелаги-

ческой. Область мелководья в отмеченные периоды составляла только часть банки, а над остальной ее площадью чередование глубоководной и мелководной обстановок продолжалось.

Тогузбайская свита

Отделена угловым несогласием от шошкабулакской свиты, а сверху также с угловым несогласием перекрыта фосфоритоносными отложениями основания тамдинской серии. Видимая максимальная мощность свиты 1200 м. В основании свиты находится базальный слой белого и красного известнякового гравелита и конгломерата до 15 м мощности. Область распространения тогузбайской свиты не выходит за пределы Джанытасского блока.

Распространение и характер залегания. Свита протягивается вдоль юго-западного фланга месторождения Джанытас на 15 км (рис. 15). В центральной части Джанытасского блока (руч. Тогузбай) вскрыт наиболее полный разрез свиты, на юго-востоке и северо-западе она денудирована дочулактауским размывом. Массив тогузбайской свиты образует простую моноклиналь, погружающуюся под углом 60—70° к северо-востоку. Устанавливается большое количество второстепенных поперечных разрывных нарушений сдвигового характера.

Стратиграфия. Тогузбайская свита подразделяется на 11 пачек (снизу) (см. рис. 15): 1) алевритистых микрофитолитовых известняков с базальным слоем известняковых гравелитов и конгломератов — 80—170 м; 2) красноцветных алевритистых известняков и мергелей — 70—100 м; 3) черных и светло-серых известняков со слоями столбчатых строматолитов *Tungussia sp.* — 170 м.

Вышележащая часть свиты, мощностью 450 м сложена массивными тонкополосчатыми серыми, белыми, красными и розовыми (пестрыми) алевритистыми известняками преимущественно пластово-строматолитовой текстуры. Она подразделяется на пять пачек (пачки 4—8) с хорошо выдержанной по простиранию слоистостью, позволяющей прослеживать их по аэрофотоснимкам на 15 км. Пачки разделены слоями красных алевритистых известняков. Мощность пачек соответственно равна 100, 120, 75, 75 и 75 м;

9) пачка красноцветных или красно-серых тонкоплитчатых известняков и мергелей — 200 м, по простиранию замещается пачкой 10;

10) столбчато-строматолитовые (рис. 16) известняки и доломиты (онкоид), пересекаются руслом руч. Тогузбай — 200 м. Пачки 9 и 10 перекрываются самой верхней пачкой 11, полная мощность ее неизвестна;

11) пачка тонкослоистых красных алевритистых мергелей и алевролитов, вскрыты в фосфоритовом карьере — 180—190 м.

В центральной части месторождения Джанытас пачка 11 подстилает тамдинскую серию, на северо-западном и юго-восточном краях месторождения тамдинская серия залегает последовательно на все более древних слоях тогузбайской свиты. Отметим, что эта пачка в сочетании с подстилающими строматолитовыми известняками по внешнему облику, составу пород и формам строматолитов неотличима от кызылбельской свиты и пограничной с ней пачки чаткарагайской свиты Таласского Алатау и представляет собой прекрасный маркирующий горизонт.

В тогузбайской свите обнаружены фитолитовые образования: в пачке 1 микрофитолиты *Vesicularites compositus* Z. Zhur., *V. aff. curtunicus* Yaksch., *V. ingens* Yaksch., *V. aff. vapolensis* Zabr., *V. elongatus* Zabr., *V. aff. enigmatus* Zabr., *Osagia crispa* Z. Zhur., *O.udereica* Yaksch., *O. aff. undosa*, *Nubecularites deformis* Yaksch., *N. uniformis* Z. Zhur., *Volvatella sp.*; в пачке 3 строматолиты *Tungussia sp.* и в пачке 11 строматолиты *Minjaria calciolata* (Korol.), *Inzeria Toctogulia* Kryl. (определения В. Ю. Шенфиля — ИГиГ СО АН СССР). Те же самые формы стромато-

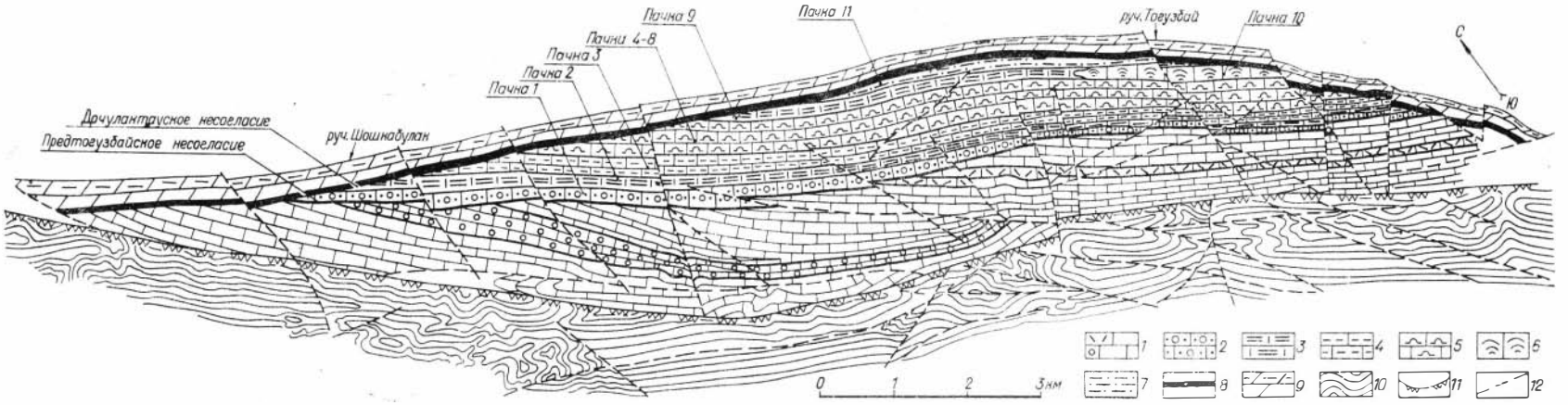


Рис. 15. Геологическая схема юго-западной части Джанытасского блока.

Шошкабулакская свита: *1* — известняки микрофилитовые, микритовые и плоскообломочно-брекчиевые; тогузбайская свита: *2* — известняки микрофилитовые, алевритистые с известняковым гравелитом или конгломератом в основании; *3* — мергели и известняки песчано-алевритистые (красноцветные); *4* — известняки микритовые; *5* — известняки пластово-строматолитовые; *6* — известняки столбчато-строматолитовые *Minjaria calciolata* (Korol.), *Inzeria toctogulia* Kryl.; *7* — алевролиты и алевритистые доломитовые мергели. Чулактауская свита; *8* — доломиты, силицилиты, фосфориты. Шабактинская свита (верхняя часть); *9* — доломиты «чистые» и глинистые (нижняя часть); *10* — известняки и доломиты; *11* — Джанытасский надвиг; *12* — прочие разрывные нарушения.

литов найдены ранее в верхней пачке чаткарагайской свиты и, по заключению Н. Н. Крылова [69], дают возможность сопоставить ее с верхами миньярской и низами укской свит верхнего докембрия Южного Урала, т. е. датировать тогузбайскую свиту как верхнюю часть верхнего рифея.

Тогузбайская ассоциация микрофитолитов близка ассоциации из шошкабулакской свиты, в ней содержатся верхнерифейские формы, а также большое количество эндемичных форм (из групп *Osagia* и *Vesicularites*). Тогузбайская свита по микрофитолитам соответствует верхнему рифею.

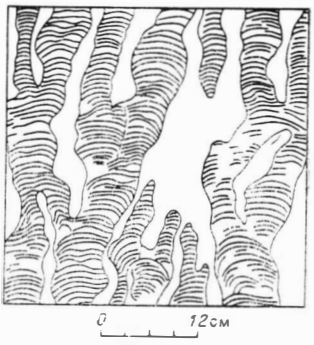


Рис. 16. Строматолитовая структура известняка в пачке 10 тогузбайской свиты.

Седиментологическая структура. Известняки тогузбайской свиты представляют собой весьма тонкое (доли сантиметра или первые сантиметры) чередование чистых разностей и слоев, обогащенных в той или иной мере алевропелитовым красноцветным материалом. Тонковолнисто-слойчатые (пластово-строматолитовые), пестрые по окраске известняки являются очень ярким текстурным фоном свиты. На этом фоне чередуются мощные многометровые слои, состоящие то преимущественно из чистых известняков, то известняков с терригенной примесью. Массивные слои чистых известняков в верхней части свиты (пачки 3—8) имеют мощность 5—7 м, алевритовые известняки — 1—2 м. В пачках насчитывается от 20 до 30 таких массивных слоев, а в целом слоистая структура верхней части свиты (175 слоев) выдержана на всем протяжении свиты. По этому признаку тогузбайская свита отличается от менее упорядоченной шошкабулакской свиты.

Петрографический анализ. Породы тогузбайской свиты относятся к карбонатной группе и подразделяются на типы: 1) пеллетно-микрофитолитовые алевритистые известняки; 2) разнокристаллические (строматолитовые) алевритистые известняки; 3) доломиты.

Пеллетно-микрофитолитовые известняки распространены только в пачке 1. Пеллеты — микрокристаллические комочки известняка без внешней оболочки. Микрофитолиты содержат формы с простым строением — одно-двухслойные оболочки — или сложным — многослойные оболочки. Встречаются сгустковые и пузырчатые формы (0,3—0,6 мм). Микрофитолитовые тельца скрепляются мелко-среднекристаллическим кальцитом (40—50%). Имеются обломки (гальки) микритового известняка гравийного размера (1—10 мм), изометричной формы, резко отличающей их от плоских плиток «бамбуколистных» известняков шошкабулакской свиты.

Разнокристаллические известняки в основном очень мелкокристаллические (микритовые) с крупнокристаллическими участками, преобладают в составе свиты. Известняки, как правило, слабоалевритистые (1—5%) или, реже, алевропесчанистые, окрашены примесью терригенных гидроокислов железа в красный цвет. Среди терригенной части присутствуют обломки кварца, плагиоклаза, калишпатов, кварцитов, кремня, фельзитов (?). Причем угловатые кристаллы плагиоклаза иногда ассоциируют с раскристаллизованными частицами, весьма напоминающими «рогульки» вулканического пепла.

Условия образования. Строматолитовая текстура известняков — свидетельство мелководной морской обстановки их формирования. Отдельные слои тогузбайской свиты представляют собой типичные биостромы, длительное погружение дна бассейна явилось причиной образования мощного биостромового массива. Место его локализации совпадает с местоположением шошкабулакской банки, следовательно, геоморфологическое поднятие (отмель) продолжало существовать и в тогузбайское

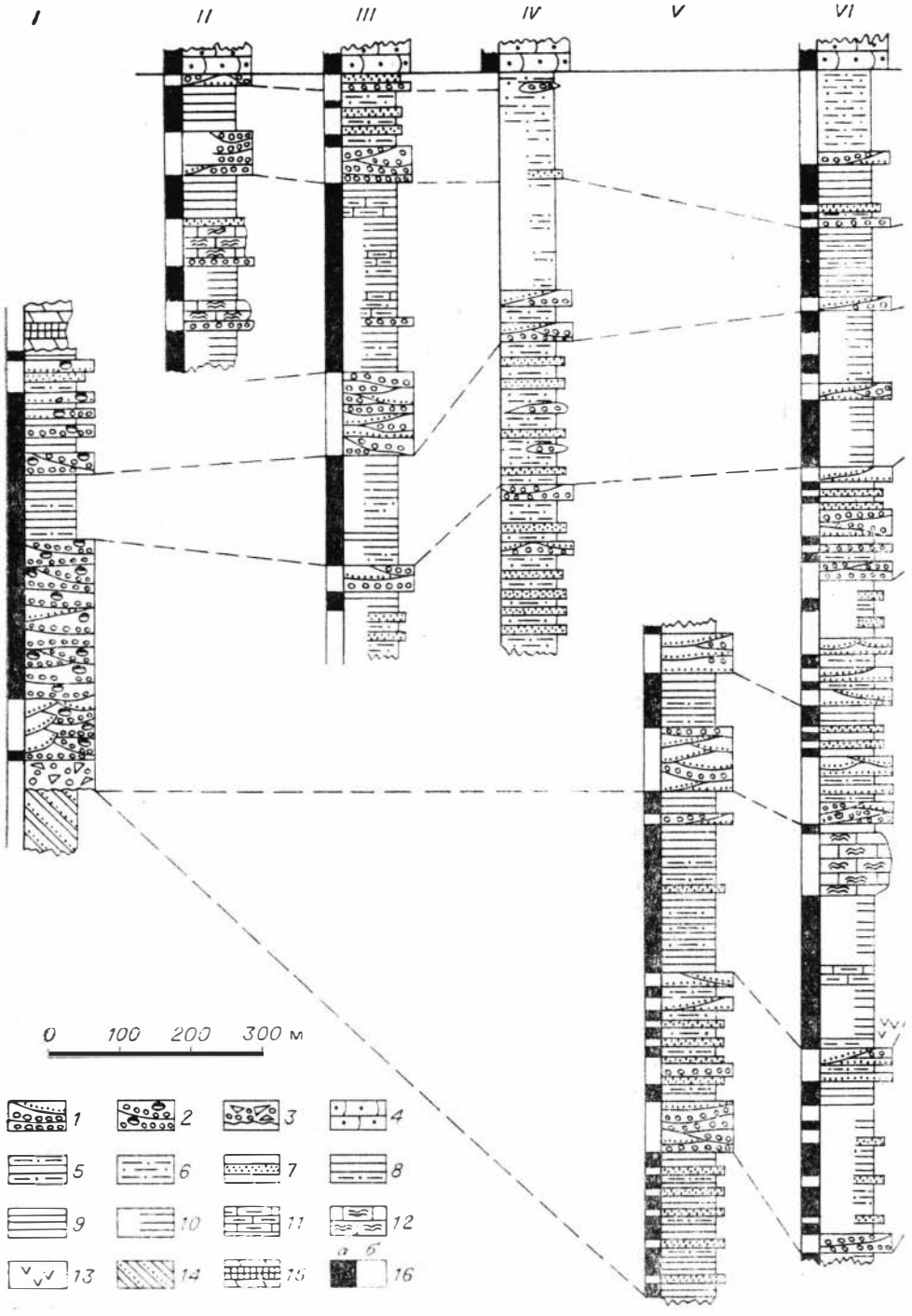
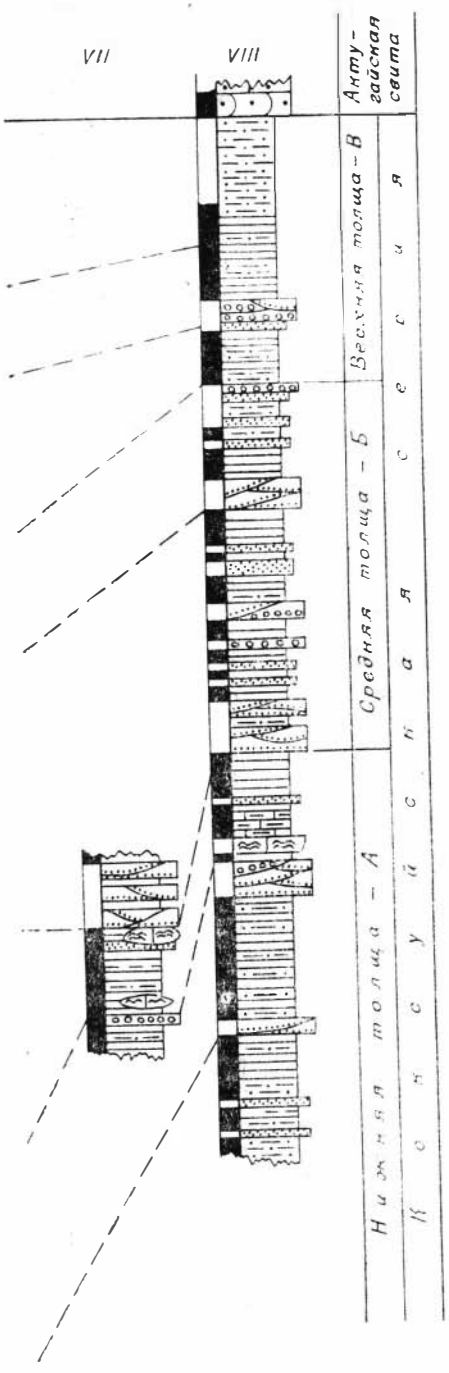


Рис. 17. Сопоставление разрезов

I — Кенгобысайский блок (уроч. Аулие-Тогай); *II* — Коксуйский блок (уроч. Коксу); Мало *IV* — р. Актогай; *V* — район оз. Кульме; *VI* — *VII* — р. Бугуль; *VIII* — р. Коктал. Типы отло разнозернистые полимиктовые песчаники, гравелиты и конгломераты; *2* — гравелиты и конгло галькой пород из подстилающей толщи; *4* — аркозовые гравелиты и песчаники; *5* — чередова ролитов; *6* — алевролиты; *7* — алевро-аргиллиты с тонкоплитчатыми песчаниками; *8* — алевро-ментарные выходы на поверхность алевро-аргиллитов; *11* — глинисто-алевритистые известня эффузивы; *14* — турбидитовые отложения большекаройской свиты; *15* — кыршабактинская сви род: *а* — красный,



коксуйской серии.

каройский блок: *III* — уроч. Жалпакши; жений: *1* — линзовидно-чередующиеся мераты с валунами; *3* — конгломераты с ние мелкоплитчатых песчаников и алев-аргиллиты; *9* — аргиллиты; *10* — фрагки; *12* — фитолитовые известняки; *13* — та и фосфоритовая пачка; *16* — цвет по-*б* — зелено-серый.

время, а перед накоплением тогузбайских известняков выходило из-под уровня моря и частично было денудировано. С тогузбайского времени начинается период общего поднятия геосинклинали и краснопветного осадконакопления, которое наиболее сильно проявилось в следующий этап развития «прогиба» Малого Каратау.

КОКСУЙСКАЯ СЕРИЯ

Соответствует одноименной свите легенды среднемасштабных геологических карт Малого Каратау. Эта толща, несомненно, более крупного ранга, чем свита, поскольку она обладает большой мощностью, сложным и дифференцированным по вертикали составом и коррелятивностью дробных подразделений в региональном масштабе. Наименование «коксуйская серия», по-видимому, произошло от р. Коксу, что не совсем оправдано, так как здесь вскрывается только небольшой фрагмент разреза. Наиболее полные разрезы серии располагаются в Малокаройской долине, в междуречье рек Бутуль и Коктал, где она достигает мощности 1500 м.

Распространение и характер залегания. Отложения коксуйской серии деформированы в каледонскую эпоху складчатости вместе с перекрывающими отложениями малокаройской и тамдинской серий. В Малокаройском блоке коксуйская серия представляет собой крутую моноклиналь, причем в юго-западной части моноклиналь опрокинута, падая под углами 50—80° к юго-западу, что, как считают некоторые геологи [86], объясняется поворотом блоков при движении по крутой надвиговой поверхности. В средней части коксуйская серия приобретает вертикальное (слои стоят на «головах») или крутое падение (под углами 80—50°) к северо-востоку. В широкой части Малокаройского блока (район оз. Кульме) коксуйская серия смята в дисгармоничные складки; небольшие складки отмечаются также вблизи крупного разрывного нарушения (уроч. Жалпакши). В целом

серия имеет геологическую структуру, конгруэнтную структуре перекрывающих ее отложений, что отчетливо устанавливается по аэрофотоснимкам. Единственное, пожалуй, исключение составляет Кенгобысайский тектонический блок, где коксуйская серия с угловым несогласием перекрывается тамдинской серией кембрия и ордовика. В коксуйской серии устанавливаются малоамплитудные разрывные нарушения, поперечные или диагональные к слоистости.

Стратиграфия. Стратиграфическое расчленение коксуйской серии в настоящее время не может считаться законченным, поскольку не соблюдены требования по выделению стратотипов ее подразделений, а корреляция разрезов пока опирается лишь на визуальные наблюдения.

Коксуйская серия нами условно подразделена на три части (рис. 17): нижнюю — А, среднюю — Б, верхнюю — В. В нижней и верхней частях (толщах)[3] преобладают красные и зелено-серые тонкообломочные породы (алевро-аргиллиты), тогда как средняя толща насыщена псаммитами и псефитами. К средней толще относятся, по-видимому, валунные «ушбасские» конгломераты уроч. Аулие-Тогая (Кенгобысайский блок). В тонкообломочных толщах среди аргиллитов располагаются пачки глинистых красных известняков и белые известняковые фитолитовые онконды, последние особенно распространены в толще А.

Нижняя стратиграфическая граница коксуйской серии не вскрыта (низ серии ограничен надвигом); в Кенгобысайском блоке — единственном пункте Малого Каратау — обнажен седиментационный контакт коксуйской серии с большекаройской свитой. По нашим представлениям, на большекаройские граувакки с угловым несогласием и базальным конгломератом из гальки граувакк налегает толща Б.

Верхняя стратиграфическая граница вскрыта во многих пунктах Малого Каратау и отчетливо проводится по появлению аркозовых гравелитов с мелкой галькой кварца и коричневого и розового кремня — базального слоя актугайской свиты. Иногда контакт расплывается из-за видимого постепенного перехода между этими стратиграфическими подразделениями. Базальный слой актугайской свиты (местами мелкогалечный конгломерат) является указанием на размыв в его основании, хотя признаки перерыва неотчетливы, а угловое несогласие в данном районе не устанавливается. Однако известен факт несогласного взаимоотношения на юго-западном продолжении прогиба Каратау — в Таласском Алатау. Здесь предшествующими работами [63] установлено отсутствие коксуйской серии, что, в частности, наблюдалось и нами в разрезе по р. Чичкан. В этом пункте можно видеть, что на аналог верхов тогузбайской свиты (кызылбельская и чаткарагайская свиты) налегает чичканская свита, т. е. надкоксуйские отложения. По-видимому, следует допустить существование стратиграфического несогласия и в Малом Каратау, хотя масштаб доактугайской денудации здесь явно невелик.

В коксуйской серии собрана коллекция микрофитолитов. В толще А в фитогенных онкоидах определена ассоциация: *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *V. aff. longilobus* Milst., *V. lobatus* Reitl., *V. aff. ingens* Yaksch., *V. aff. elongatus* Zabr., *V. sp.*, *Osagia globulosa* Korol., *Nubecularites deformis* Yaksch. В толще В красных и белых песчанистых известняков определена ассоциация: *Vesicularites aff. longilobus* Milst., *V. lobatus* Reitl., *V. sp. nov.*, *Nubecularites abustus* Z. Zhur.

Обе ассоциации, богатые количественно, в целом представлены небольшим числом характерных форм, свойственных юдомскому комплексу Сибирской платформы и несколькими проходящими формами *Vesicularites bothrydioformis* (Krasnop.), *Nubecularites deformis* Yaksch. Коксуйская серия на основе изложенного может сопоставляться с юдомским комплексом (вендом).

[3] Понятие «свита» к данным подразделениям пока не применимо.

Строматолитовые постройки в онкоидах и отдельных мелких биогермах представлены *Tungussia sp.* и для стратиграфии коксуйской серии пока значения не имеют.

Седиментологическая структура. Макроструктура коксуйской серии может быть определена как чередование грубообломочных и тонкообломочных пачек, сложенных терригенными осадками (см. рис. 17). Грубообломочные пачки, от 5 до 100 м мощности, представлены зелено-серыми полимиктовыми песчаниками всех гранулометрических классов, гравелитами и мелкогалечными конгломератами, иногда присутствуют слои алевролита. Несколько отличается от схемы состав пачки валунных конгломератов в уроч. Аулие-Тогай. Чрезвычайно распространена линзовидная форма осадочных тел, зачастую ограниченных по латерали первыми десятками и единицами метров, что особенно свойственно линзам гравелита и конгломерата. Мощность тел также невелика — от 0,2 до 3 м. Линзовидные тела имеют косослойчатую структуру и, как правило, снизу ограничены поверхностью размыва, а в латеральном направлении можно видеть быструю четковидную смену линз. Крупный осадочный материал в пределах пачки не располагается на одном уровне, но в целом, если он присутствует, выдерживается на больших расстояниях. Непрерывное прослеживание позволяет, по крайней мере, утверждать, что состав пачек с типичными мульдообразными нижними поверхностями внутренних тел сохраняется на протяжении первых километров. Учитывая изменчивость грубообломочных пачек — замещение их в латеральном направлении крупнослоистыми зелеными песчаниками — и контрастность в сравнении с вмещающими тонкообломочными отложениями, можно проследить уровни этих пачек на большей части территории. Однако они недостаточно индивидуализированы, чтобы являться маркирующими горизонтами, поэтому, как и при всякой корреляции, здесь вносится некоторая доля предположений.

Тонкообломочные пачки (от 10 до 300 м), обычно яркоокрашенные (темно-красные), представлены горизонтально-тонкослойчатыми алевритистыми аргиллитами, алевролитами, тонкозернистыми песчаниками, среди которых могут быть тонкослойчатые красные глинистые известняки, линзы гравелитов, булкоподобные (10×30 см) тела строматолитовых доломитов, а также крупные известняковые фитогенные онкоиды. Последние представляют собой дилофоиды длиной от 1 до 500 м и мощностью 1—100 м, контакты с вмещающими породами типа «в клин» или «срастания» [94]. Онкоиды состоят из известняка со строматолитовым и микрофитолитовым строением, характерна чистота карбонатных отложений, отсутствие в них слоистости и интенсивная перекристаллизация материала. В тонкообломочных пачках встречаются и зеленоцветные слои — это мелкозернистые песчаники и, очень редко, сходные с песчаниками по внешнему виду слои сингенетичных зеленокаменных основных пород (лавы с вариолитовой структурой). Пачка видимой мощностью до 70 м основных лав, переслаивающихся с песчаниками, находится в нижней толще серии А (обнаружена Л. Ф. Чербяновой, Институт геологических наук АН КазССР).

Кроме отмеченных выше контрастных по материалу, слоистости и цвету отложений, имеются пачки пород с промежуточными свойствами. Это тонкообломочные зелено-серые алевролиты, тонко- и мелкозернистые плитчатые песчаники, в них изредка встречаются конкрециеподобные тонкие линзы (5×20 см) серого доломита.

В коксуйской серии преобладают пачки тонкообломочных пород (алевро-аргиллитов и тонкозернистых песчаников), составляющих 70—75% разреза серии. Исключением является разрез в Кенгобысайском блоке (уроч. Аулие-Тогай), где распространены так называемые ушбасские конгломераты. Нижняя пачка валунных конгломератов в этом разрезе мощностью около 300 м лишена ясной слоистости, насыщена слабо сор-

тированным полимиктовым гравийно-галечным материалом с небольшими валунами известняков и гранитов (до 35—40 см в диаметре). Выше по разрезу валунные конгломераты слагают мощные пачки и слои среди песчаных глинистых пород. Конгломераты, а точнее, «мусорные» псефитовые отложения «ушбасского типа, которые местами могут и не содержать валунов, свойственны толщам А и Б и не встречаются в верхней. В верхней трети серии преобладают сортированные и преимущественно олигомиктовые (кварцево-яшмовые) псефиты.

Петрографический анализ. Нами были проанализированы гравелиты (конгломераты) и песчаники, сложенные зернами и гальками средней и хорошей окатанности. По составу обломков пород гравелиты (конгломераты) коксуйской серии подразделяются на две группы, одна соответствует «ушбасской» толще валунных конгломератов в уроч. Аулие-Тогай, другая — всем остальным разрезам серии в пределах Малокаройского и Коксуйского блоков.

В состав конгломератов «ушбасского» типа входят обломки следующего состава:

1) кварц поликристаллический, реже монокристаллический молочно-белый;

2) кремнево-яшмовые породы от крипто- до мелкокристаллической структуры;

3) базальтоиды — миндалекаменные базальты (спилиты?) с микродиабазовой, вариолитовой структурой, диабазы микро- до среднекристаллической структуры;

4) гранитоиды — микроклин, граниты, пегматиты, гранофиры;

5) известняки, пестрые по окраске, в том числе строматолитовые и онколитовые (тогузбайского типа);

6) кварциты — моно-, олигомиктовые;

7) граувакки (редко).

В состав галек из гравелитов второго типа входят:

1) кварц поликристаллический молочно-белый;

2) кремнево-яшмовые породы разнообразной структуры (зеленосерые);

3) халцедон (яшма) железистый ярко-красный;

4) глинистые сланцы с микрозернистой структурой;

5) кварциты и алевролиты;

6) хлоритовые породы;

7) кварц-микроклиновые агрегаты — граниты (редко).

Ассоциации обломков различаются, таким образом, по наличию базальтоидов и гранитоидов. По единичным галькам микропегматитов, гранитов и основных эффузивов на фоне преобладающей кварц-кремневой группы можно полагать, что «мусорные» псефитовые породы толщи Б в Малокаройском блоке являются латеральными соседями «ушбасских».

В песчаниках, ассоциирующих с гравелитами (конгломератами) определенного типа обломки пород различаются по вышеотмеченной схеме. Главные компоненты песчаников — обычно хорошо отсортированные по величине зерна кварца, калиевых полевых шпатов, в том числе микроклина, плагиоклаза, кремней и яшм, глинистых сланцев. В песчаниках из «ушбасских» конгломератов, кроме названных, добавляются обломки базальтоидов и микропегматиты.

В трехкомпонентной системе песчаники коксуйской серии входят в области трех смежных классов (рис. 18). При некотором сходстве с большекаройскими граувакками состав коксуйских песчаников менее постоянен и смещен к полюсам *Q* и *F*. Коксуйские песчаники повсеместно и в заметных количествах содержат калиевые полевые шпаты, а также агрегаты (сростки) калиевых полевых шпатов и кварца. Кроме этого, отмечается иная ассоциация обломков пород, смещенная к кремнистовой и эффу-

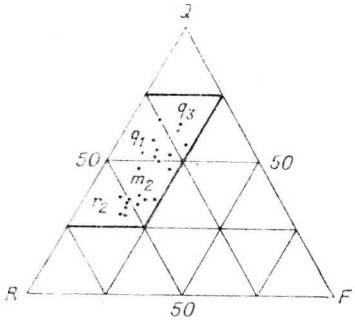


Рис. 18. **Модальный состав песчаников коксуйской серии.**

Классификация: q_1 — литокластито-кварцевые, q_3 — кварцевые, m_2 — кварц-литокластито-минитовые, r_2 — кварц-литокластитовые.

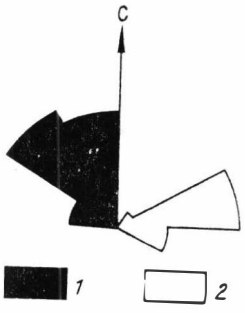


Рис. 19. **Направление потоков в коксуйское время.**

1 — по косослойчатой текстуре песчаников (Кенгобысайский блок); *2* — по гироглифам (Малокаройский блок, р. Коктал).

зивно-кремнитовой группам. Следует подчеркнуть также иную гранулометрическую характеристику коксуйских пород (хорошая сортировка в слоях), отсутствие «graded bedding», преобладание карбонатного (известкового) и, реже, кремневого и гидрослюдистого цементов.

Условия образования. В коксуйской серии выделяется две группы отложений, сменяющих друг друга в стратиграфической колонке: мелководно-морские и континентальные (аллювиальные). В целом осадконакопление в коксуйское время отвечает понятию параллического, постоянное погружение дна бассейна компенсируется объемом поступившего осадочного материала. Преобладают мелководно-морские обстановки с отложениями красноцветных алевро-глинистых известковистых илов, включающих мелкие строматолитовые биогермы и крупные фитогенные онкоиды — биогермы и банки. Отмечается свойственное параллическому бассейну колебание береговой линии и миграция грубообломочных (аллювиальных) песчано-гравийных и галечниковых отложений во внутренние части бассейна. Вероятно, коксуйский бассейн был геоморфологически слабо дифференцированным и являлся продолжением прибрежной равнины. Исключение представляет Кенгобысайская депрессия, заполненная слабо отсортированным материалом («ушбасские» конгломераты), частично привнесенным из внутренних областей горного сооружения, частично полученного при разрушении пород большекаройской и джанытасской толщ — более ранних геосинклинальных формаций.

Терригенный материал коксуйской серии сформирован при разрушении сланцево-яшмового и яшмово-базальтоидного массивов пород, в подчиненном положении в областях сноса находились тела гранитоидов, в том числе пегматитовые и гранофировые тела, обычно ассоциирующие с базальтоидами. Имеющиеся в нашем распоряжении замеры ориентировки следов сальтации песчинок и длинной оси промоин (*flute casts*), а также наклона косой слойчатости указывают на широкие вариации направления течений преимущественно в северных румбах (рис. 19). Эти наблюдения вместе с данными о составе материала дают некоторые основания считать главными областями размыва в коксуйское время южные и юго-восточные районы по отношению к полосе выходов коксуйской серии, т. е. внутреннюю часть геосинклинали.

Коксуйская серия по составу пород, мощности, палеогеографическим условиям накопления, пространственному и стратиграфическому положению в каройском комплексе является типичной молассой.

МАЛОКАРОЙСКАЯ СЕРИЯ

Располагается в Малокаройском, Коксуйском, Аксайском (Батырбайском) и Ушбулакском блоках. В двух последних на поверхность выходит только верхняя часть серии — курганская свита. Малокаройская серия структурно тесно связана с перекрывающей карбонатной тамдинской серией кембрия и ордовика, там где их взаимоотношения не осложнены разрывными нарушениями. Серия подразделяется на три свиты: актугайскую, чичканскую и курганскую.

Актугайская свита

Данная свита является базальной и содержит в основании слой базального гравелита или конгломерата. Выше указывалось на возможное трансгрессивное и несогласное налегание актугайской свиты на коксуйскую серию в пределах Малого Каратау. Однако доказательство стратиграфического несогласия требует более детального расчленения и корреляции разрезов подстилающей серии, для чего полевых наблюдений недостаточно.

Распространение и характер залегания. Актугайская свита в плане повторяет складчатую структуру малокаройской серии: в Малокаройском блоке — это крутая моноклиналь (угол падения 60—80°), в Коксуйском блоке и на северо-западном продолжении Малокаройского (урочище Жалпакшин) — куполовидные антиклинальные складки большого радиуса кривизны. Разрывные нарушения, поперечные к простиранию свиты, многочисленны.

Стратиграфия. Разрез актугайской свиты состоит из песчаников, преимущественно грубозернистых и гравийных, содержащих слои гравелитов, и на первый взгляд выглядит однородным; однако свита стратифицирована, и порядок смены ее подразделений по вертикали устойчив на всей территории. Разрез у пос. Актугай может являться стратотипическим и для подразделений свиты. Здесь стратиграфически снизу вверх на зеленых алевролитах коксуйской серии залегает:

1) пачка грубозернистых темно-красных аркозовых песчаников, кварц-яшмовых гравелитов и замещающих их по простиранию мелкогалечных конгломератов . . . . . 28 м;

2) пачка тонкоплитчатых темно-красных полимиктовых и олигомиктовых песчаников, частью косослойчатых . . . . . 46 м;

3) пачка массивных и плитчатых крупно- и грубозернистых гравийных розовых, белых и желтых аркозовых песчаников и мелкогалечных гравелитов. Типична разномасштабная косослойчатая текстура . 48 м;

4) пачка тонкоплитчатых зеленых полимиктовых песчаников с небольшими слоями розовых песчаников и гравелитов . . . . . 11 м;

5) пачка лилово-серого «сливного» (кварцитовидного) кварцевого конгломерата . . . . . 3,5 м.

Пачки 1 и 5 маркируют границы свиты на всем ее протяжении. Латерально меняются мощность и количественное соотношение между тонкоплитчатыми, обычно более интенсивно окрашенными мелкозернистыми песчаниками и аркозовыми грубозернистыми песчаниками и гравелитами в пачках 2 и 4, тогда как пачка 3 светлоокрашенных аркозов выдержана по составу.

Седиментологическая структура. Актугайская свита представляет собой толщу, состоящую из косослойчатых серий песчаников и гравелитов. Косая слойчатость планарного и трогового типа (рис. 20, *А*), мульдообразные серии меняются по мощности от 10 до 100 см по латерали и по ширине до 10 м. Ориентировка падения косых слойков, измеренная в нескольких разрезах, бимодальна, преимущественно юго-западного направ-

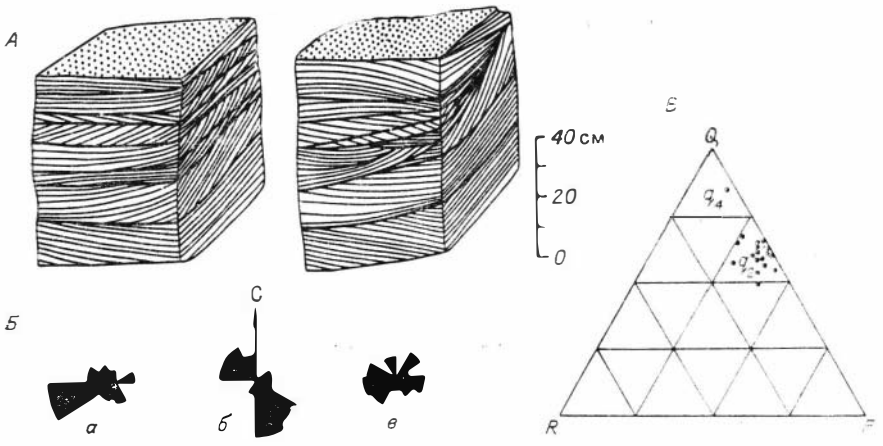


Рис. 20. Тип косой слойчатости и состав в грубозернистых псаммитах актугайской свиты.

А — фрагменты разреза по р. Актугай; *Б* — направление наклона косых слойков (Малокаройский блок: *а* — р. Актугай, *б* — Кульме, *в* — р. Бугуль); *В* — модальный состав песчаников на диаграмме *QFR*.

ления. На рис. 20, *Б* показана ассоциация азимутов падения косых слойков в разрезах из Малокаройской долины, здесь хорошо видно направление, противоположное направлению ориентированных текстур из большекаройской свиты и кожсуйской серии.

Петрографический анализ. Песчаники актугайской свиты — светлые олигомиктовые породы, обладающие кварцитовой структурой. Сортировка материала от хорошей до средней, обработка (окатанность) преимущественно хорошая, но имеются слои с плохо окатанным материалом, например, в самом верхнем слое кварцевого конгломерата. Особенностью петрографического состава песчаников является отсутствие или очень незначительное количество цементирующего вещества, обычно гидрослюдистого или кварцевого, что предопределило плотнейшую упаковку материала, причем эпигенетические преобразования слабо выражены.

Состав песчаников определяется двумя основными компонентами — кварцем и полевыми шпатами. Среди полевых шпатов преобладают микроклин или ортоклаз с пертитовой структурой, плагиоклаз распространен не повсеместно и обогащает разрез свиты в юго-восточной части Малокаройской долины. Состав песчаников, по принятой классификации, полевошпатово-кварцевый и экстракварцевый. Третьим компонентом служат обломки кремней или глинистых сланцев, изредка встречаются кварциты. В отдельных слоях песчаники содержат глауконит. Количество обломков пород возрастает в полимиктовых песчаниках краевых частей свиты — на диаграмме они соответствуют кварц-полевошпат-миктитовому классу. Состав песчаников выдержан в разных пунктах Малого Каратау или различается незначительно. В целом песчаники соответствуют аркозовым и указывают на появление в областях питания гранитоидов.

Условия образования. При анализе свойств актугайских песчаников прежде всего обращает на себя внимание грубый гранулометрический состав при хорошей обработке и сортировке материала; бимодальная косая слойчатость с очень крупными сериями слойков; присутствие глауконита и чистота песчаной или мелкогравийной фракций (отсутствие глинистого алевритового и карбонатного материалов); большая протяженность пачек — не менее 80 км; цикличное строение разреза с отчетливыми несколькими трансгрессивными циклами; аркозовый материал. Большая часть свойств, по нашему мнению, однозначно указывает на прибрежную — литоральную обстановку. Актугайские грубые псаммиты обозначают положение приливно-отливной полосы бассейна, в котором началось

накопление отложений малокаройской серии. Морской бассейн не менее трех раз мигрировал во внутренние области геосинклинали и отступал обратно, но территория, расположенная на месте Малокаройского блока, и зоны, расположенные северо-восточнее, вероятно, не осушались. Одновременно с первой актугайской трансгрессией, а точнее, во время предактугайских поднятий, в области питания выходят на поверхность гранитоидные массивы, поставлявшие основную массу терригенного материала. Предшествующие кремнисто-сланцевые и эффузивные массивы либо были нивелированы, либо являлись второстепенными поставщиками материала.

Чичканская свита

Распространена в Малокаройском и Коксуйском блоках, следуя в их пределах параллельно актугайской свите, возможно, слой лилового кварцевого конгломерата кровли актугайской свиты является базальным по отношению к отложениям чичканской свиты, поскольку ее отложения более глубоководны и отвечают обстановкам шельфовой области. Чичканская трансгрессия оставила ясный след в Таласском Алатау, в области стратотипических разрезов свиты [63, 69]. В Малом Каратау чичканская свита имеет седиментационные контакты с подстилающими и перекрывающими отложениями.

Распространение и характер залегания. По характеру залегания подобна актугайской свите — это крутая моноклиналь, осложненная малоамплитудными разрывными нарушениями (максимальные смещения 250—300 м).

Стратиграфия. Литологически однородная чичканская свита подразделяется на три пачки благодаря появлению в ее средней части строматолитовых биогермов (онкоидов и стратоидов). Расчленение свиты демонстрируется [97] на примере разреза по р. Шабакты в уроч. Аюсаккан (снизу):

1) пачка оливково-зеленых и серых горизонтально-тонкослойчатых полимиктовых алевролитов (тонкозернистых песчаников), часто глауконитоносных, с многочисленными линзами и тончайшими слоями (1—10 мм) черных кремней, иногда линзовидных, до 10—20 см, по простиранию переходящих в такой же величины слои доломита. В средней части располагается два слоя кремневых столбчатых строматолитов *Conophyton gaubitza* Kryl., описанных в работе [69]. Мощность 70 м;

2) пачка, включающая в нижней части массивные черные кремневые онкоиды и кремневые слои с линзами массивных строматолитовых доломитов и редкими слоями-включениями алевролитов; в верхней части онкоиды-биогермы достигают в диаметре 1,5—2 м. Мощность 20 м;

3) пачка серых тонкогоризонтально-слойчатых алевролитов и аргиллитов, в кровле слой (0,3—0,5 м) черного кремня со столбчато-строматолитовым строением. Мощность 19 м.

В некоторых разрезах (например по р. Коктал) средняя пачка представлена пластово-строматолитовыми доломитами и массивными черными кремнями; линзы разного состава имеют мощность от 0,5 до 15 м, а вся пачка достигает мощности 105 м.

В составе пачек по простиранию изменяется количественное соотношение пород, тогда как их набор сохраняется на больших расстояниях. Средняя пачка может рассматриваться как комплекс фитолитовых и вмещающих кремнево-алевритовых отложений; по простиранию сложные стратоиды и онкоиды (биогермные массивы) протягиваются цепочкой от 0,5 до 2—3 км.

Седиментологическая структура. Свита характеризуется наслоением тонкого терригенного материала с тончайшей горизонтальной слойча-

тостью и кремней линзовидных и желваковидных. Желваки кремней (от 5×5 до 10×20 см) обычно сопровождаются шлейфом слойков-биостромов с «червячной» структурой. Все биогенные, весьма изящные постройки сохранены в прижизненном положении. Более мощные (до 1,5 м) слои с конофитонами описаны в работах [69, 123]. В средней части свиты распространены крупные чашеподобные или караваеподобные биогермы, которые располагаются в слое массивного кремня. Вокруг биогермов находится небольшой веер кремневого песка, обозначающего латеральные границы тела. Кремневые однородные слои без признаков биогенной структуры толщиной до 2—3 м благодаря устойчивости к выветриванию прослеживаются на несколько километров.

Петрографический анализ. Основными типами пород свиты являются кремни в разной степени раскристаллизованные. В тонкослойчатых кремнях содержится примесь глины, алеврита и органического вещества, кремневое вещество распространено среди аллотигенных компонентов в виде сгустков и хлопьев микрокристаллической структуры, свидетельствующей о его седиментационном происхождении. Об этом же говорят слои с псаммитовой и псефитовой структурой (кремневые песчаники и гравелиты), где вместе с обломками кремня часто ассоциируют кварц, плагиоклаз, глауконит.

Кремень строматолитовых биогермов лучше раскристаллизован, как правило, неравномерно. Часто встречается комковатая, в том числе глобулярная, структура, множество мелких жил и жеод белого халцедона розеточного строения. Обилие органического вещества определяет черный цвет кремней.

Алевролиты содержат полимиктовый материал, в нем помимо кварца и плагиоклаза обычны обломки трудноопределимых кремнево-сланцевых пород.

Условия образования. Состав пород и седиментологическая структура указывают на бассейновое — морское осадконакопление. Это обстановки, удаленные от прибрежной полосы, но находившиеся на умеренных глубинах. Глубина бассейна не оставалась постоянной, во время наибольшего обмеления формировались сложные биогермные массивы, углубление бассейна постепенно вытесняло биогенные постройки. Обстановки осадконакопления, по-видимому, в широком смысле соответствуют понятию обстановкам шельфа. Источник кремнезема в настоящее время достоверно не установлен. О конседиментационном накоплении кремнистых осадков, кроме выше отмеченных фактов, может косвенно говорить консервирование хрупких клеток синезеленых водорослей в биогермах, иногда даже в прижизненном положении роста [97].

Курганская свита

Полные разрезы свиты находятся в Малокаройском и Коксуйском блоках, в Аксайском (Батырбайском) блоке низы свиты срезаны надвигом, в Улбулакском блоке распространены только метаморфизованные аналоги свиты.

Распространение и характер залегания. На большей части территории свита представляет собой моноклиналь, согласную с моноклиналью тамдинской серии. В этом отношении показательны разрезы в Малокаройском блоке, где маршрутными наблюдениями и на аэрофотоснимках устанавливается параллельное залегание пограничных слоев двух серий. Складчатые деформации курганской свиты отмечаются вблизи разрывных нарушений (открытые складки в уроч. Аюсаккан и Коксу). Почти изоклинальная складчатость, свойственная метаморфизованным аналогам свиты в Улбулакском блоке, связывается с его положением в краевой зоне, близкой к «источнику» каледонских движений, и с масштабом (глу-

бинoй) Ушбулакского разлома, по которому могли подводиться метаморфизующие растворы [86].

Стратиграфия. Курганская свита — существенно пирокластическая толща мощностью около 500 м, сложенная пестрыми туфами, туффитами, тефроидами (вулканомиктовыми песчаниками); все породы представляются сливными из-за автометаморфизма и эпигенетических изменений. Осадочные образования свиты состоят из слоев косослойчатых аркозовых или аркозово-вулканомиктовых песчаников и гравелитов, а также тонкослойчатых, обычно красноцветных алевролитов и аргиллитов. Слои грубозернистых аркозовых псаммитов являются маркирующими горизонтами и могут служить для стратиграфического расчленения свиты. Однако такая детализация в настоящее время еще не проведена из-за похожести отмеченных слоев и сети частых поперечных разрывов, сдваивающих разрезы отдельных пачек. По нашим данным, можно выделить пять слоев маркирующих песчаников, другие исследователи приводят иное количество таких слоев [64]. Пирокластические слои обладают некоторой изменчивостью по латерали, на северо-запад возрастает количество крупнозернистого туфового материала, что было подчеркнуто в работе [51]. Для корреляции разрезов свиты по пирокластическим слоям необходимы весьма детальные петрографические исследования.

Органические остатки в курганской свите очень скудны: одна неповторенная находка отпечатка дискоидального археоциата? [78] и окремненные строматолиты [51], другие остатки в ней неизвестны.

Седиментологическая структура. Курганская свита — очень тонкослоистая толща, и ее слои обладают тонкой горизонтальной слойчатой текстурой. Вулканогенные продукты составляют 2/3 объема свиты [51], наибольшее распространение имеют пепловые туфы вишнево-красного и яркого бирюзово-зеленого цветов, слои от первых сантиметров до 0,5 м; пачки в верхней части свиты достигают мощности 30 м и более. Смешанные кластические породы — туффиты темно-вишнево-красные, розовато-серые имеют мощность 0,2—1 м, и слои, состоящие из окатанных зерен кислых вулканогенных пород и полевых шпатов розового и кирпичного цвета (тефроиды), меняются по мощности от 0,1 до 0,5 м, редко 1 м.

Осадочный терригенный материал в курганской свите сосредоточен в пачках горизонтально-тонкослойчатых алевролитов (или рассеян среди вулканогенных продуктов и в слоях мощностью от 1,5 до 5 м преимущественно аркозовых (олигомиктовых) песчаников и гравелитов. Если мысленно удалить все вулканогенные продукты, то осадочное тело предстанет в виде небольшой толщи чередующихся слоев крупнозернистых косослойчатых песчаников (гравелитов) и пачек тонкослойчатых алевро-аргиллитов общей мощностью 150—200 м. Подобное строение и состав имеет актугайская свита, только положение алевро-аргиллитов в ее разрезе занимают тонкоплитчатые песчаники.

Петрографический анализ. Петрографии курганской свиты посвящены специальные работы [50, 51, 66]. По данным цитируемых работ, среди курганских вулканогенных пород выделяются следующие типы: туфы, тефроиды и туффиты. Туфы — витро- и кристалло-витрокластические породы, тонко до крупнозернистой структуры, с обломками стекла, трахитов, трахилипаритов, дацитов, спекшихся туфов, кварца и полевого шпата. Тефроиды отличаются от туфов только окатанностью вулканогенного материала и карбонатно-кремнистым цементом. В туффитах добавляются обломки глинистых сланцев, кремней, кварцитов, микропегматитов. По данным [50], окремнение, калишпатизация, альбитизация, гидрослюдизация и хлоритизация связаны с автометаморфизмом и гидротермальным метасоматозом, а первичный состав туфов близок составу трахилипарита.

Крупнозернистые песчаники и гравелиты (аркозы) состоят из кварца, калишпатов, плагиоклазов и в отдельных слоях из окатанных обломков

кислых пепловых туфов и относятся к полевошпатово-кварцевому, кварцевому и экстракварцевому классам (рис. 21).

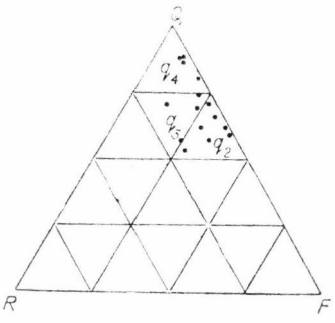


Рис. 21. Модальный состав грубозернистых песчаников курганской свиты на диаграмме *QFR*.

Условия образования. Вулканогенные продукты (пеплы), как полагают некоторые авторы [51], поступали в мелководный морской бассейн с северо-востока. Осадконакопление в момент отложения алевро-аргиллитов и пеплов происходило в спокойной гидродинамической обстановке. Обстановка накопления аркозовых песчаников и гравелитов, по-видимому, весьма близка к обстановкам накопления актугайских песчаников и гравелитов, т. е. это приливно-отливная прибрежная полоса с хорошей сортировкой и окатанностью материала и отсутствием тонкообломочных фракций; сингенетичные пепловые частицы, вероятно, удалялись в затишные участки бассейна. Слои грубозернистых олигомиктовых пород указывают на периодические трансгрессии и регрессии моря. Это отчетливо видно, например, по аналогу первого снизу слоя светлого аркозового песчаника курганской свиты. В Таласском Алатау в разрезе по р. Чичкан (уроч. Джалобек) песчаник имеет мощность до 25 м и залегает с размывом и базальным гравелитом на кремнях чичканской свиты. В Малом Каратау этот слой (1,5—3 м) отделен от кровли чичканской свиты пачкой тонкообломочных пород мощностью 30—40 м.

Вероятнее всего, аркозовые слои и пачки представляют непрерывное тело с актугайской свитой, имеют один источник материала, одинаковый литоральный генезис, а в разрезе — зигзагообразную форму. Второстепенным материалом для курганских песчаников служили фрагменты слоев туфов, раздробленных в прибойной полосе. В Таласском Алатау кроме песчаников сформировались конгломераты с галькой кислых эффузивов, верхнерифейских известняков и гранитов [66].

ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ МАЛОГО КАРАТАУ В ПОЗДНЕМ ДОКЕМБРИИ

Структурно-формационная зональность. В области «прогиба» Малого Каратау выделяются следующие структурно-формационные зоны: 1) Большекаройская, 2) Джанытасская, 3) Малокаройская (рис. 22).

Большекаройская зона (15×110 км) представляла собой прогиб, в котором накапливалась «флишевая» (турбидитовая) формация, почти лишенная продуктов эффузивной деятельности. Флишевая формация затем подверглась складчатости, сократившей ширину прогиба примерно в 3 раза, что сопровождалось надвигообразованием на более внешнюю Джанытасскую зону. По-видимому, взаимоотношением по разрывному нарушению большекаройской и шошкабулакской свит можно объяснить структуру докембрийского этажа в Кенгобысайском блоке. Складчатость большекаройского «флиша» является завершающей фазой складчатости для докембрийского геосинклинального прогиба Малого Каратау, вероятнее всего, с ней связано несогласие между тогузбайской и шошкабулакской свитами джанытасской серии; деформации в более поздних толщах носят иной характер. Примечательно, что осадки в Большекаройский прогиб поставлялись областью, находящейся к юго-западу от него.

Джанытасская зона (3×30 км) в настоящее время с юго-запада ограничена надвигом и, видимо, представляет только фрагмент се-

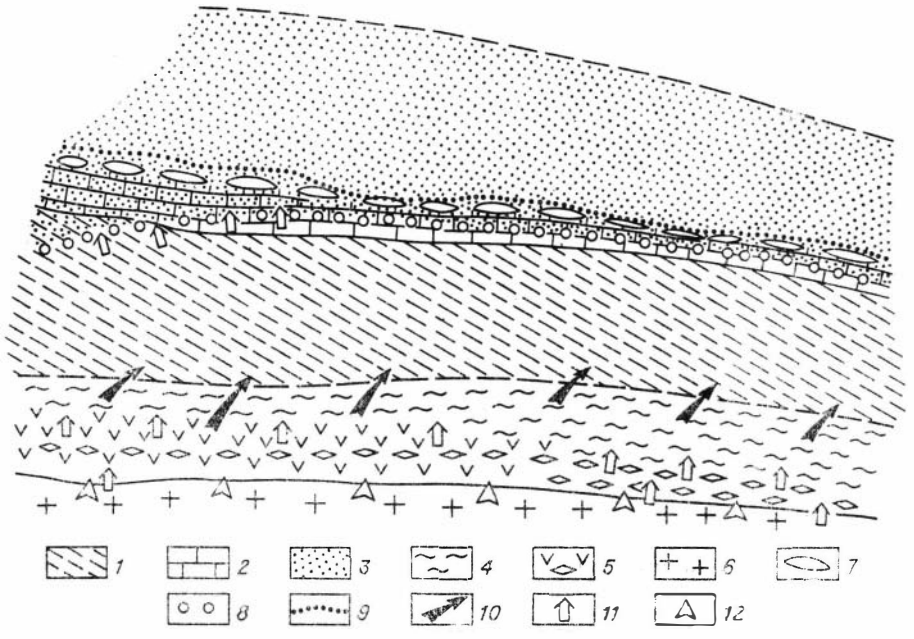


Рис. 22. **Схема структурно-формационной зональности геосинклинали Малого Каратау.**

1 — Большекаройский миогеосинклинальный прогиб (турбидитовая формация); *2* — Джанытасское поднятие (фитогенная биостромовая формация); *3* — Малокаройский краевой прогиб (молассовая формация); *4* — внешняя зона эвгеосинклинального прогиба (сланцевая формация); *5* — внутренняя зона эвгеосинклинального прогиба (эффузивная формация); *6* — эвгеоантиклинальное поднятие; *7* — предполагаемое положение в плане фитогенных онкоидов коксуйской серии (внешняя граница Джанытасского поднятия); *8* — предполагаемая внутренняя граница распространения коксуйской серии; *9* — то же, базальной части, малокаройской серии (актугайская свита); *10* — положение области сноса для турбидитовой формации; *11* — то же, для нижней части молассовой формации (коксуйская серия); *12* — то же, для верхней части молассовой формации (малокаройская серия).

дименгационной зоны. О ее большой протяженности свидетельствуют массивы известняков чаткарагайской свиты в Таласском Алатау. Джанытасская зона в палеогеографическом смысле представляла собой мелководное поднятие, соседствующее с глубоководным флишевым прогибом. Граница между поднятием и прогибом не ясна, вполне возможны очень быстрые фациальные изменения и латеральный переход флиша в карбонатные фитолитовые отложения Джанытасского поднятия. Такого типа взаимоотношения известны в докембрийской геосинклинали Коронейшен [87]. Джанытасское поднятие можно также сравнивать с Апулийским поднятием в Элленидах [85]. В тогузбайское время к юго-западу от Джанытасского поднятия началось воздымание складчатого сооружения (орогенез) и снос красноцветного терригенного материала, который на некоторое время подавлял фитогенное осадконакопление, а затем оно возобновлялось.

Малокаройская зона (16×120 км) — область обширного прогиба, где накапливались преимущественно терригенные и пирокластические молассы. Областью сноса служили центральные (внутренние) районы геосинклинали, находившиеся за пределами Малого Каратау, а также отложения двух вышеописанных зон (джанытасские известняки и флиш). В прогибе формируются две крупные серии отложений: коксуйская и малокаройская, разделенные поверхностью перерыва, во время которого происходило поднятие территории и размыв коксуйских отложений (достоверно в Таласском Алатау). Дотогузбайская складчатость, предкоксуйское и предмалокаройское поднятия (эпизоды орогенеза), по-видимому, явились основными процессами, сформировавшими структуру

докембрийского этажа Малого Каратау. С этих позиций предтамдинские тектонические движения сходны с движениями, которые обусловливают перерывы между осадочными сериями в стабильных областях: иначе говоря, предтамдинское несогласие не имеет отношения к складчатости нижележащего геосинклинального комплекса.

Классификация структурно-формационных зон. Если опираться на схему развития классических альпийских геосинклиналей [85], то Большекаройский прогиб можно рассматривать как многеосинклинальный, Джанытасское поднятие соответствует геоантиклинальному поднятию, разделяющему многеосинклиналь и молассовый прогиб, или краю форланда; Малокаройский прогиб является краевым (передовым) прогибом. Тектонические элементы в целом образуют латеральный ряд, частично перекрывая друг друга. Эта латеральная последовательность зон должна, согласно теоретической схеме [85], сменяться на юго-запад многеоантиклинальным поднятием, а затем эвгеосинклинальным прогибом. Действительно, обе зоны имели место, о чем можно судить по составу обломков псаммитов и псефитов во флише и молассе (см. выше). Интересно отметить, что в современном срезе зона эвгеосинклинали к юго-западу от Большекаройского прогиба не установлена, но ее могут представлять эффузивные отложения (спилиты кайнарской свиты), которые находятся в северо-западном Каратау [3], что вполне согласуется с современными представлениями о смещении этой зоны по правому сдвигу вдоль Главного Каратауского разлома [86]. По космическим снимкам, можно проследить, что Главный Каратауский разлом является продолжением Талассо-Ферганского сдвига, а амплитуду горизонтальных перемещений по этому тектоническому шву можно считать примерно одинаковой в разных его частях и равной 200 км, как показано для Талассо-Ферганского отрезка в работе [12, с. 108]. Использование указанной цифры перемещения, как отмечено выше, объясняет палеогеографическую зональность геосинклинали. Тогда отложениями многеоантиклинального поднятия могла бы считаться сланцевая толща типа кокджотской серии, но доказательств прямой связи между седиментацией «флиша» и Кокджотского горста пока нет.

Как видно, пространственное положение зон и их состав хорошо согласуются со схемой классической геосинклинали, что позволяет нам уверенно остановиться на приведенной классификации. Близкое представление о развитии Малого Каратау высказано в работах [3, 73].

Вместе с тем в более поздних исследованиях получила распространение обратная схема зональности докембрия Северного Тянь-Шаня, затрагивающая и Малый Каратау [55, 56, 58]. Эвгеосинклиналь, по данным этих работ, находилась в Киргизском хребте, а ее гипотетическое продолжение — к северо-востоку от Малого Каратау. Передовым прогибом геосинклинали считается Чаткало-Нарынская зона, огибающая Таласский Алатау с юго-запада, и предположительно продолженная в центральный и северо-западный районы Большого Каратау, т. е. расположенная юго-западнее Малого Каратау. Более убедительного обоснования таких построений, кроме того, что толща, находящаяся в Чаткало-Нарынской зоне (джетымская серия), имеет фангломератовый характер (тиллиты?) (а в Киргизском хребте распространены основные эффузивы неясного возраста), мы в указанных работах не нашли. Седиментологические, палеогеографические и структурные данные, приведенные выше, убедительно говорят о том, что иная (наша) трактовка тектонического развития территории более вероятна.

Согласно предложенной схеме тектонической зональности толщи валунных конгломератов Чаткало-Нарынской зоны могут соответствовать по времени коксуйской серии (или иметь более древний возраст) и являться образованиями не передового прогиба, а внутреннего или тыльного прогиба геосинклинали, с таких же позиций может рассматриваться

ранская свита улутауской серии Большого Каратау, залегающая то на кайнарских эффузивах, то на бакырлинских карбонатах или прорывающей их Кумыстинской интрузии граносиенитов, с радиологическим возрастом 670±20 млн. лет [60].

Следует подчеркнуть, что в псаммитах Каройской геосинклинали Малого Каратау зафиксирован почти полный цикл развития складчатой области — от граувакк и литокластитов до аркозов [87]. Пока не обнаружены лишь кварцитовые псаммиты, обычно встречающиеся в основании геосинклинального комплекса отложений, но обломки кварцитов есть в турбидитах и в коксуйских конгломератах.

В заключении отметим, что Каратауская геосинклиналь должна относиться к складчатым системам байкальского цикла, складчатость здесь произошла в верхней половине верхнего рифея, а орогенный (молассовый) этап начался в верхах рифея и завершился в венде. К концу накопления малокаройской серии складчатая область была уже в значительной мере пенепленизирована, что предопределило возможность трансгрессии тамдинского бассейна во внутренние ее части. Первая крупная трансгрессия, проникшая в складчатую область, началась в актугайское время, поэтому малокаройская и тамдинская серии представляют единый комплекс отложений позднейшего этапа развития геосинклинали.

СТРАТИГРАФИЯ И СОСТАВ ВЕНД(?)-КЕМБРИЙ-ОРДОВИКСКОЙ ТАМДИНСКОЙ СЕРИИ, ВМЕЩАЮЩЕЙ ФОСФОРИТЫ

ВВЕДЕНИЕ

Как было установлено ранее [6, с. 9], фосфоритовая (продуктивная) пачка Каратау залегает в основании мощной (до 3000 м) толщи карбонатных слоев, выделяющейся под названием тамдинской свиты. После того как в этой свите обнаружены фосфориты, ее, переведя в ранг серии, разделили на две очень неравноценные по мощности свиты: фосфоритоносную чулактаускую мощностью до нескольких десятков метров и шабактинскую, объединяющую все, что оставалось от тамдинской серии после выделения чулактауской.

Чулактауская свита представляет собой совокупность пяти-семи маломощных горизонтов-пачек, довольно различных по составу. Они были объединены в свиту в основном по трем признакам: 1) резко повышенному содержанию фосфата сравнительно с окружающими слоями; 2) карбонатности пород (что объединяло свиту с вышележащими слоями, но отличало от нижележащих); 3) непохожести слоев по составу и на вышележащие, и на нижележащие. Свита слагалась четырьмя типами пород: фосфатными доломитами, пластовыми фосфатными кремнями, кремнисто-глинисто-алевритовыми фосфатными сланцами и собственно фосфоритами. В качестве подтипов здесь можно было выделить еще и кластогенные образования. В целом чулактауская свита представляет совокупность настолько несхожих слоев, что каждый из них мог бы быть самостоятельным стратиграфическим подразделением. Единственно надежным объединяющим признаком является содержание в ней фосфата (более 1,5—2% P_2O_5) в виде примеси, или в виде самостоятельных слоев. В связи со сложным строением стратиграфический объем чулактауской свиты у различных авторов отличается за счет отчленения от нее нижних и (или) верхних пачек.

Если в работах первых исследователей стратиграфии фосфоритоносных отложений Каратау [7] чулактауская свита выступала в качестве базального образования серии целиком, то впоследствии ее самая нижняя пачка, называемая нижним доломитом (НД), была выделена в самостоятельную беркутинскую свиту в связи с тем, что кровля «нижнего доломита» по представлению авторов новой свиты соответствует границе между кембрием и вендом.

Первыми исследователями было отмечено, что тамдинская серия, вероятнее всего, залегает несогласно [16] на подстилающем (каройском) комплексе. Однако угловое несогласное налегание слоев непосредственно в обнажениях не наблюдалось, и поэтому мы опирались на представления о налегании тамдинской серии на различные горизонты каройской. Кроме того, принимались во внимание характер контакта (размыв) и частое присутствие над этим контактом грубообломочного материала.

Вместе с тем уже при первых детальных работах на фосфоритовых месторождениях в верхних слоях каройской серии (а именно: в слоях малокаройской свиты), залегающих явно параллельно слоям чулактауской свиты, были отмечены слои и пачки карбонатов, очень похожих на

«нижний доломит». Так как эти карбонаты переслаивались с пестроокрашенными, чаще всего красными, глинистыми и песчано-алевритовыми слоями, а красная окраска считалась совершенно нехарактерной для пород тамдинской серии (как и терригенный состав), но была ведущим признаком верхов каройской серии, эти карбонатные пачки и относили к каройской серии.

В середине 60-х годов Р. А. Максумова и В. Г. Королев [63] обратили внимание на то, что подчулактауская часть каройской серии (которая местами и вмещала карбонатные пачки) заметно отличается по составу от типично каройских слоев. Эти подчулактауские слои, выделенные в кыршабактинскую свиту [64], как представляется Р. А. Максумовой [75], отделяются от типично каройских поверхностью несогласия и состоят из переотложенных продуктов выветривания, являя собой истинно базальные слои тамдинской серии.

Таким образом, характер разреза вмещающе — покрывающих отложений, в том числе фосфоритоносных, определен в общем плане следующим.

На размытой поверхности сложного карбонатно-терригенного каройского комплекса залегает тамдинская серия, подразделяющаяся на: 1) базальную кыршабактинскую свиту (мощностью от нескольких до 150 м); 2) фосфоритоносную чулактаускую свиту (мощностью от долей метра до 50—70 м) и 3) карбонатную шабактинскую свиту (мощность последней достигает 2,5—3 км, возможно, больше).

Кыршабактинская свита, включая и «нижний доломит» (беркутинская свита) чулактауской свиты, относится к верхнему венду [64]. Как указывалось выше, граница венда и кембрия в этом районе проблематична и может, по другим данным, приводиться по подошве «нижнего доломита» [77]. Слои чулактауской свиты, залегающие выше «нижнего доломита», по остаткам проблематики сопоставлены с нижней частью алданского яруса (томмотский ярус+атдабанский горизонт) нижнего кембрия [77].

Надчулактауские слои шабактинской свиты в интервале мощностью 120—130 м содержат обильные остатки нижнекембрийской фауны. В остальной основной по мощности части свита разделена на средне- и верхнекембрийские и нижне- и среднеордовикские части [71].

НИЖНИЙ ГОРИЗОНТ ТАМДИНСКОЙ СЕРИИ

Нижним горизонтом тамдинской серии будем называть два ее подразделения: кыршабактинскую свиту и «нижний доломит» чулактауской свиты. Вопреки традициям стратиграфических описаний, эти два подразделения — одно в ранге свиты, другое в ранге первой пачки вышележащей свиты — следует описать в одном подразделе работы. Будучи разделенными предшествующими построениями, эти две стратиграфические единицы, по существу, представляют собой единое целое. Именно поэтому здесь применено дополнительное нейтральное стратиграфическое подразделение — нижний горизонт тамдинской серии,— объединяющее кыршабактинскую свиту и «нижний доломит».

Кыршабактинская свита

Как было отмечено, кыршабактинская свита выделена В. Г. Королевым и Р. А. Максумовой [64] в виде базальной части тамдинской серии. Она возникла, как предполагается этими авторами, за счет переотложения продуктов коры выветривания, возникшей при пенепленизации байкальского орогена. Стратотипом свиты был принят разрез у рч. Кыр-Шабакты в Аксайской долине (*2*) [4].

[4] Здесь и далее цифры — номера пунктов разрезов на рис. 1.

Присутствие отложений кыршабактинской свиты отмечалось также в районе месторождений Герес (*48*, *49*), Джанытас (*56*), Аксай (*36*), Чулактау (*30*), Беркуты Северный (*1*, *64*), Коксу (*32*). Нижняя и верхняя граница свиты выделившим ее представляются «четкими», но отмечалось, что «нижний доломит» перекрывает свиту согласно, а местами с постепенным переходом. Нижняя граница считается границей размыва. В работе [65] было отмечено, что в полосе района, располагающейся к юго-западу от полосы развития кыршабактинской свиты — в Малокаройской долине — последняя отсутствует. При этом, исходя из корреляции разрезов пачки «нижних доломитов», было высказано соображение, что кыршабактинской свите там, где она отсутствует (Малокаройская долина и уроч. Аюсоккан), стратиграфически соответствует нижняя часть «нижних доломитов». Состав кыршабактинской свиты — песчано-алевритово-аргиллитовый с прослоями известковистых доломитов; все перечисленные породы в той или иной степени обычно глауконитоносны. Цвет терригенных пород чаще всего красный, а их глинистая составляющая представлена гидрослюдами, монтмориллонитом, реже каолинитом. Песчаники самых низов свиты аркозовые, а в остальной части — кварцевые. Все это позволило Р. А. Максумовой и В. Г. Королеву определить терригенный материал свиты в отношении выветрелости как «высокозрелый». В кыршабактинской свите упоминались также прослойки фосфоритоносного гравелита.

Все эти данные резко отличают кыршабактинскую свиту от «незрелых» полимиктовых и туффитных образований подстилающих ее отложений каройского комплекса и сближают ее с тамдинской серией. Поэтому кыршабактинская свита вместе с «нижним доломитом» была определена как «своеобразная терригенно-карбонатная» [65] или как «автохтонная красноцветная карбонатно-терригенная» формация [61, 64]. Появлением этой формации, как считают В. Г. Королев и Р. А. Максумова, обозначается начало нового, последовавшего после существенного перерыва, платформенного седиментационного этапа, сменившего геосинклинальный этап, который завершился байкальской складчатостью.

Что из изложенной концепции отвечает результатам наших детальных исследований?

Наличие в основании тамдинской серии существенно красноцветных карбонатно-терригенных глауконито- и фосфатоносных отложений подтвердилось. Эти образования прослеживаются по северо-восточной и северной окраинам КФБ над отложениями каройского комплекса, достигая своей максимальной мощности (150—160 м) на месторождении Чулактау. Характер же соотношения этой пачки с покрывающими и подстилающими образованиями более сложный, чем представлялось ранее.

Проведение нижней границы кыршабактинской свиты весьма затруднительно, так как контакт наблюдается очень редко. Для того чтобы определить, что некоторая наблюдаемая граница — есть подошва именно кыршабактинской свиты, необходимо знать различие между породами последней и подстилающих слоев. Границу эту легко проводить там, где кыршабактинская свита начинается характерными для нее карбонатными (доломитовыми) породами. Доломиты не встречаются в подстилающей курганской (туффитной) свите вообще, а карбонаты более древних свит резко отличаются от кыршабактинских. Но в ряде мест кыршабактинская свита может начинаться терригенными породами и состоять только из них.

В течение ряда полевых сезонов мы отмечали отсутствие признаков перерыва в подошве тамдинской серии и «совершенно постепенные переходы» от туффитно-терригенных слоев малокаройской серии к базальным слоям тамдинской серии. Затем удалось убедиться, что чаще всего, даже когда между тамдинской серией и подстилающим комплексом имеется угловое несогласие, поверхность размыва практически установить

невозможно, особенно в тех случаях, когда она проходит между терригенными слоями.

Угловое несогласие в пределах Малокаройской структурно-формационной зоны незначительно, а на большей части КФБ, кроме участка месторождения Джанытас (*56—61*) и северо-восточного борта Большекаройской долины, базальные слои тамдинской серии на подстилающих отложениях залегают практически параллельно.

Там, где с тамдинской серией контактирует нижележащая курганская туффитная свита, границу можно проводить отчасти по исчезновению туффитного материала. Но он может присутствовать в составе тамдинских слоев в переотложенном виде. Так как материал тефроидов не отличается от материала туфитов, то ясно, что еще один перемыв не сильно изменит его облик, и поэтому в проведении границы по туффитам возможны существенные неточности. Тем не менее слои кыршабактинской свиты, в общем, отличаются более светлым оттенком от аналогичных по составу, но более древних образований или фиолетовым оттенком красного цвета; меньшей устойчивостью к выветриванию. Основным же признаком принадлежности пород уже к тамдинской серии является карбонатность в виде примеси или доломитовых слойков и выделений. В ряде мест каройские слои переходят к тамдинским через древнюю зону элювия. Важно отметить, что даже в доломитовой брекчии из низов типичного «нижнего доломита» ориентация обломков из курганских туффитов остается иногда параллельной их первичному залеганию (разрез у пос. Актугай). Элювий в своей нижней части совершенно постепенно переходит в неизмененные породы каройского комплекса, а вверху постепенно пропитывается карбонатом, слегка переотлагается и, еще не теряя «каройского» облика, уже начинает переслапваться со слоями доломита. Четкой границы между названными образованиями может не наблюдаться. Все это и производит впечатление «постепенного перехода» от каройских слоев к тамдинским без перерыва. Тем не менее достаточно внимательное изучение зоны перехода в некоторых случаях (но не всегда) помогает выявить границу размыва, ниже которой каройские породы бескарбонатны, плотны, а выше — лишь изменили окраску, в частности, красную на зеленую, в общем случае — на более бледную).

До работ В. Г. Королева и Р. А. Максумовой считалось, что красно-, пестроцветные отложения существенно терригенного состава должны относиться только к каройскому комплексу. С появлением представлений о том, что красноцветные карбонатно-терригенные отложения кыршабактинской свиты залегают в основании тамдинской серии, возник вопрос, что именно следует относить вне стратотипа к кыршабактинской свите? Кыршабактинская свита в стратотипе согласно перекрывается массивными доломитами — беркутинской свитой. В других разрезах нижняя, более неоднородная часть беркутинской свиты («нижнего доломита») может соответствовать какой-то части кыршабактинской свиты. Кроме того, известны разрезы, где «нижний доломит» образует неразделимое целое и залегает непосредственно на каройском комплексе. Почти всегда у «нижнего доломита» имеется базальная карбонатно-терригенная часть. В каких случаях есть смысл сопоставлять ее с кыршабактинской свитой, а в каких нет? Если пользоваться обоими подразделениями, то как отличить самый верхний из доломитов кыршабактинской свиты от «нижнего доломита»? На этот вопрос могут ответить только палеонтологические остатки. Появление в стратиграфических построениях кыршабактинской свиты привело к неопределенности понятия об объеме «нижнего доломита». Возникла необходимость назначения стратотипа «нижнего доломита».

Выработать на этот счет обоснованное решение возможно только после детального сопоставления всех слоев, заключенных между неизмененными слоями каройского комплекса или между поверхностью раз-

мыва, ограничивающей их сверху, и каким-то надежным маркирующим горизонтом над «нижним доломитом». Маркерами могут являться кремневый и фосфоритовый горизонты чулактауской свиты. После корреляции разрезов, мы пришли к выводу, что к условному «нижнему доломиту» следует отнести ту пачку доломитов, которая всегда подстилает кремневый горизонт и не опускается ниже любого из красноцветных слоев кыршабактинской свиты.

На рис. 28, *В* показано расположение пунктов, где были описаны разрезы кыршабактинской свиты и «нижнего доломита».

При сравнении более 30 разрезов нижнего горизонта тамдинской серии (рис. 23) наметилось 3 их типа и несколько подтипов:

1. Мощные, с преобладающими красноцветными и пестроцветными терригенными пачками между массивными доломитовыми слоями. Участки Беркуты Северный — *1*, Актас — *2*, Аксай — *36—37*, Тешиктас — *36*а, Чулактау — *30*.
2. Маломощные, в которых преобладают карбонатные породы, но опознаются некоторые горизонты, присутствующие в мощных разрезах (Герес — *49—50*).
3. Фрагментарные, в которых присутствуют:
   а) только нижние из пачек (Караултюбе — *43—44*),
   б) или только верхние (Актугай — *12—14*),
   в) нижние и верхние пачки при редуцированной средней части (Шошкабулак — *56*, Тогузбай — *60*, Бабаата — *45*),
   г) неопределенная часть разреза, чаще всего верхняя (?): Тьесай — *38*, Тамды — *28*, Коктал — *22*.

Большинство остальных разрезов относится к промежуточному фрагментарному типу: в них присутствуют главным образом верхние слои с какой-то частью средних.

В основании разреза кыршабактинской свиты в некоторых случаях наблюдаются конгломераты, которые мы выделим как «базальную конгломерато-брекчиевую пачку». Ее породы красноцветны или пестроокрашены. Мощность их от 10—15 до 30—50 м. Подстилаются эти грубообломочные слои типичными пирокластическими породами («кремневидными силицитами», как их определяли на первых порах изучения) курганской свиты. Конглобрекчии присутствуют в разрезе месторождений Чулактау Аксай и Актас. На последнем, где описан стратотип кыршабактинской свиты, мощность базальной конгломерато-брекчиевой пачки достигает 55 м. Она представлена пестрой пудинговой мелкогалечной конгломерато-брекчией, в которой слабоокатанные и угловатые обломки зеленых и розоватых туфов «плавают» в красной полимиктовой глинисто-песчаной массе — местами карбонатизированной. Размер обломков не более 5—10 см, модальный — 1—2 см. Красный, в общем, цвет конгломерато-брекчии местами вторично изменен на зеленый. Эта конглобрекчия по простиранию может довольно быстро выклиниваться, затем снова появляться. Возникла она, как видно из ее облика, путем переотложения местного материала в понижениях рельефа. Переход от неизмененных подстилающих туффитов курганской свиты к конгломерато-брекчии совершенно постепенный и происходит в интервале 1 м по мощности и через осветленный туфовый элювий с брекчиевидной текстурой к слоистому слою псаммитового же материала; в верхней части метрового интервала здесь же отмечается слабая, но положительная капельная реакция на фосфат.

По своей структуре эта базальная конглобрекчия вполне может быть названа тиллоидом.

Показательно, что, где бы ни наблюдался нижний контакт тамдинской серии, он отражает, если можно так выразиться, «весьма деликатное» начало нового этапа осадконакопления: маломощная зона разрыхленных и слегка смещенных продуктов в основном механической дезин-

теграции пород каройского комплекса почти не нарушена; в редких случаях она оказывается смытой, и тогда переотложенный (уже в тамдинское время) материал отделяется от своего ложа четкой границей. Таким образом, погружение вначале происходило, видимо, очень плавно и медленно.

Выше пачки конгломерато-брекчий, а там, где она отсутствует, непосредственно на элювии подстилающих пород залегает пачка «розовых доломитов». Она имеет мощность в несколько (максимум 10—12) метров и обнаруживается в очень многих разрезах, особенно отчетливо выделяется на участках Бабаата — Герес — Тогузбай и в северо-восточной (Батырской) полосе КФБ. Характерной чертой пачки «розовых доломитов» является брекчиевая текстура той или иной части (чаще нижней) и примечательное окремнение брекчиевидной зоны: кварцевые выделения образуют как бы сеть, оконтуривающую обломки. Наиболее отчетливо это окремнение (являющееся, возможно, следствием осушения слоя, имеющего брекчиевую текстуру) проявляется на северо-западном участке Герес (*46*) и в полосе Беркуты Северный (*64*) — Аксай (*36*) — Тешиктас (*36*а).

«Розовый доломит» местами бывает интенсивно занесочен кварцем, содержит обломки каройских пород или брекчирован. Он содержит фосфориты (не повсеместно, но часто) — в виде обломочков или обнаруживаемые реакцией. Наиболее ярко перечисленные свойства проявлены на Аксайском участке (*36—37*). На участке Актас (*2*) в средней части «розового доломита» он обладает тонкой слойчатостью и содержит макроонколиты: порода состоит из мелких (1—2 мм в диаметре) шариков афанитового доломита, напоминая «икряной камень».

Выше «розового доломита» в зоне полных разрезов следует карбонатно-терригенная пачка: переслаивание пестро- и красноцветных терригенных пород с доломитами или доломитовыми известняками. В пачке преобладают терригенные слои, но выделяются 2—3 сплошь доломитовых пачки мощностью до 15—20 м, которые, судя по всему, могут распадаться на отдельные маломощные слои или даже выклиниваться. Общая мощность пачки от 35—40 м на Аксайском участке до 100—130 м на Чулактауском (*30*). В стратотипе на Актасе мощность ее около 70 м, на участке Беркуты Северный — 100 м.

Эта «карбонатно-терригенная» пачка слагается чередованием доломитовых и алеврито-глинистых пород, причем карбонатные слои имеют мощность (между упомянутыми более мощными карбонатными пачками) от долей сантиметров до 1 м. Часто сами терригенные породы тоже существенно карбонатны. Содержание карбонатных слоев неравномерно: местами они сконцентрированы, местами очень разрежены, местами часто и равномерно переслаиваются.

Из мощных карбонатных пачек выделяется одна, мощностью от 6 до 16 м, обильно насыщенная глауконитом — «нижний глауконитовый слой». Она прослеживается от участка Беркуты Северный до Аксая, возможно, доходя и до Чулактау. Несколько ниже этого доломито-глауконитового слоя на Аксае залегает «окремнелый доломит», насыщенный халцедоновыми стяжениями. Этот кремневый маркирующий горизонт на юго-восточном Аксае (*36*) непосредственно подстилает глауконитовый слой, отделяясь от него размывом: северо-западнее он уже отделен от глауконитового доломита 2—3 м терригенно-карбонатного переслаивания, а на участке Беркуты Северный (*1*) этот интервал еще более мощный — до 10—15 м. Существенно терригенные пачки или зеленоцветны, или чисто-красные, а местами (Тешиктас, Чулактау), где толща кыршабактинской свиты вскрыта скважинами, окраска бывает серой, темно-серой, коричневой. На этом фоне тоже заметны красные тона, но встречаются и чисто-черные алевриты-глинистые сланцы (Чулактау). Глауконит в «карбонатно-терригенной» пачке сконцентрирован в одном марки-

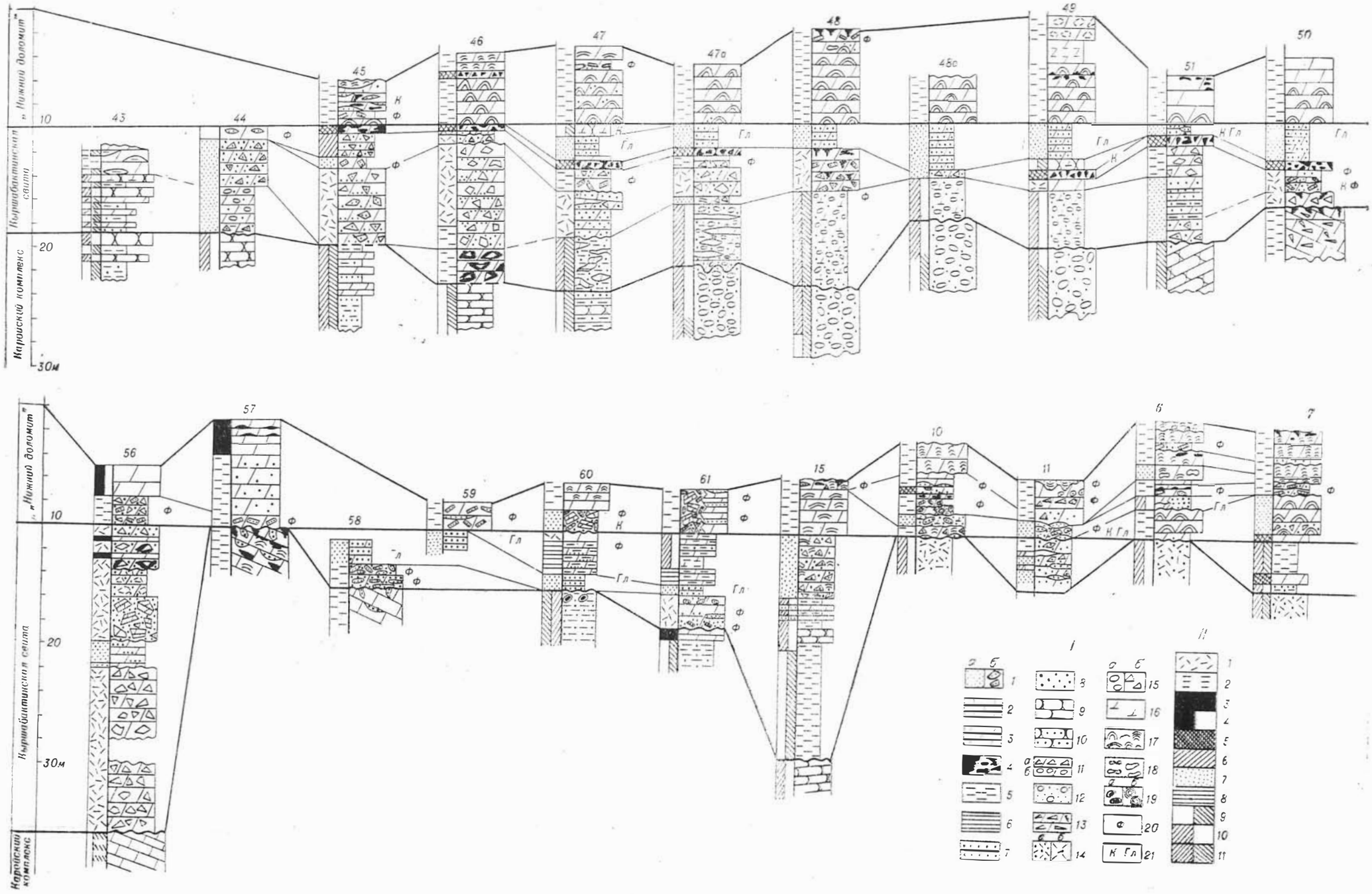
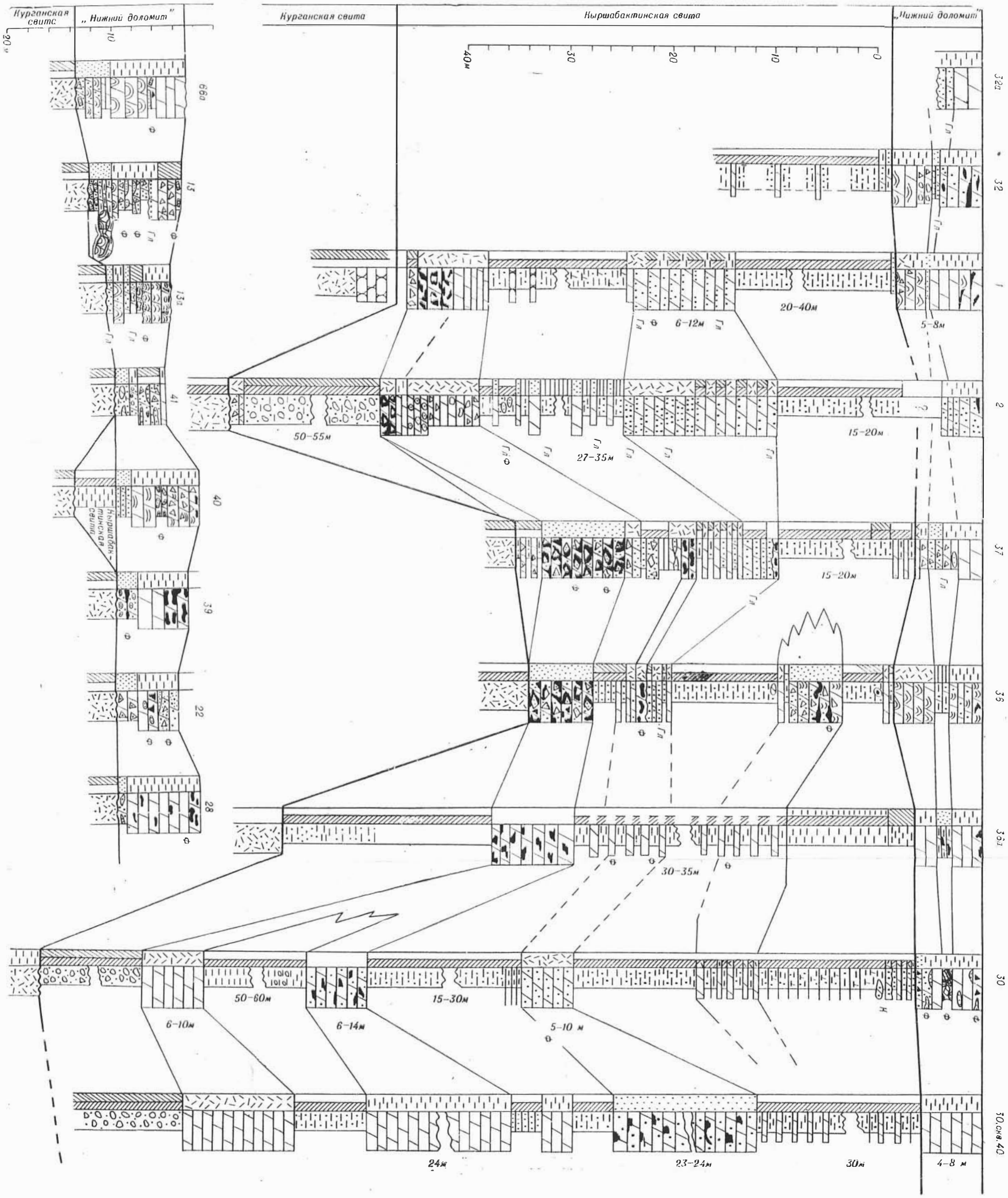


Рис. 23. Схема сопоставления разрезов базальной части тамдинской серии (кырпабактинской свиты и «нижнего доломита»).

I — *литологическая колонка*: *1* — фосфориты (*а*), линзочки и обломки фосфоритов (*б*); *2* — известняки; *3* — доломиты; *4* — силициты (кремни), включения кремней, окремнение; *5* — аргиллиты, глинистые примеси в других породах; *6* — кремнисто-глинистые сланцы; *7* — алевролиты; *8* — песчаная примесь в других породах; *9* — песчаники; *10* — алевролито-песчаные породы; *11* — брекчии (*а*) и конгломераты карбонатные (*б*); *12* — конгломераты с песчано-алевритовым цементом; *13* — плоскообломочные карбонатные брекчии; *14* — вулканомиктовые песчано-алевритовые породы (*а*), туфы (*б*); *15* — галька (*а*), неокатанные обломки (*б*); *16* — карбонатность (доломитность); *17* — строматолитовые (биогермные) текстуры; *18* — пятнисто-сгустковые текстуры; *19* — онколиты (*а*), пизолиты (*б*); *20* — фосфатные породы, включения фосфоритов; *21* — кварцевый (К) и глауконитовый (Гл) состав песчаной примеси.

II — *цвет пород*: *1* — розоватый, розовый; *2* — светло-серый, серый; *3* — черный, очень темный серый; *4* — чередование черных и серых слоев; *5* — бурый, коричневый; *6* — серый с коричневым оттенком; *7* — серый с зеленым оттенком; *8* — бледная пестрая (зеленоватая, красноватая) окраска; *9* — красный; *10* — зеленый; *11* — чередование красных и зеленых слоев.



Курганская свита
„Нижний доломит"
Курганская свита
Кыршабактинская свита
„Нижний доломит"
40м
30
20
10
0
20м
10
66а
13
13а
41
40
39
22
28
Кыршабактинская свита
32а
32
1
2
37
36
36а
30
30,скв.40
20-40м
6-12м
5-8м
50-55м
27-35м
15-20м
15-20м
30-35м
50-60м
15-30м
6-10м
6-14м
5-10 м
24м
23-24м
30м
4-8 м

рующем слое. В то же время заметная его примесь рассеяна и в терригенных пачках. Много его отмечается на Актасе и в терригенных слоях ниже основного глауконитоносного слоя известковых доломитов (*2*), где многие карбонатные прослои вследствие этого на поверхности ожелезнены.

Наконец, примечательной особенностью «карбонатно-терригенной» пачки кыршабактинской свиты является ее повышенная фосфатность. Пробы по керну показывает 0,3—2,5% P_2O_5 в терригенно-карбонатных интервалах. А на левом склоне ущелья р. Шабакты (северо-западном продолжении участка Актас) нами была обнаружена в 2—3 м выше кровли «розового доломита» метровая зона густо рассеяных конкреционных линзо-слойков черного песчанистого фосфорита. Эти конкреции фосфата имеют толщину до 3 см при протяженности 5—20 см и вмещаются среднезернистым полевошпатово-кварцевым слюдистым зеленым песчаником с заметным количеством зерен бурого афанитового фосфата и глауконита. Горизонт повышенной фосфатности отмечается в нескольких разрезах низов «карбонатно-терригенной» пачки.

В разрезе месторождения Актас (*2*) в нижней части описываемой «карбонатно-терригенной» глауконитоносной пачки обнаружен слой доломита спонголитовой текстуры: «войлок» спикул губок, замещенных карбонатом или бывших первично карбонатными (?). А в разрезе месторождения Аксай под «нижним глауконитовым слоем в шлифе из кремневой линзы были обнаружены сечения сферических (круглых или слегка овальных) оболочек, состоящих из коричневатой в проходящем свете и очень слабо поляризующей криптокристаллической кремнистой массы, окруженной крупнораскристаллизованным халцедоном. Размеры оболочек по диаметру до 1,0 мм. Кроме того, в этом же шлифе отмечены продолговатые сечения явно органогенной природы. Это первые находки остатков скелетной фауны в кыршабактинской свите.

Выше глауконитоносных доломитов в зоне полных разрезов следует 20—30 м красноцветного алеврито-аргиллитового переслаивания с маломощными (до 1 м) карбонатными прослоями, иногда с прослоями кварцевого песчаника мощностью 2—3 дм. На юго-восточном Аксае (*36*) внутри этой пачки появляется 6—7-метровый слой массивного брекчиевого и запесоченного доломита с окремнением и строматолитовой текстурой между обломками. В этом слое отмечены мелкие обломочки черного фосфата.

В разрезах месторождения Герес (*46—49*) выше «розового доломита» (который залегает здесь или на красных песчаниках каройского комплекса, или на их элювие, или на переотложенном и карбонатизированном материале «ушбасских конгломератов» — тоже конгломерате, но с доломитовым цементом и доломитовыми прослойками, или на известняках шошкабулакской свиты) «карбонатно-терригенная» пачка не наблюдается. Здесь ее место занимают 5—6 м доломитовых пород, но в них опознаются характерные слои «карбонатно-терригенной» пачки. Это — «окремнелый доломит» в виде маломощного (0,5—0,8 м), но протягивающегося через все месторождение слоя апатитоносного доломита первично-мелкостроматолитовой текстуры, который вторично интенсивно ожелезнен по столбикам биогермов и брекчирован.

Ниже этого «окремнелого доломита» залегает слой сингенетичных фосфоритовых брекчий с доломитовым цементом (мощностью 0,5—0,8 м), а выше него слой глауконитовых тонкослойчатых доломитов мощностью 1,5—4 м, который параллелизуется с «нижним глауконитовым» слоем из разреров зоны Беркуты Северный — Аксай. Между «окремнелым доломитом» и «нижним глауконитовым» слоем, а также выше «нижнего глауконитового» слоя на участке Герес зафиксированы слои т е м н о к р а с н о г о кварцевого доломита-песчаника мощностью до 1 м. Эти красноцветные терригенные слои подчеркивают сопоставление данного

глауконитового слоя участка Герес с «нижним глауконитовым» слоем стратотипа кыршабактинской свиты (на участке Актас).

Выше «карбонатно-терригенной» глауконитоносной пачки кыршабактинской свиты как в полных, так и во фрагментарных сокращенных разрезах следует пачка карбонатов, отвечающая собственно «нижнему доломиту» чулактауской свиты.

Чулактауская свита. «Нижний доломит» (НД)

Вначале необходимо остановиться на некоторых моментах истории становления понятия «нижний доломит». Как было сказано, «нижним доломитом» именовались доломитовые слои, подстилающие фосфоритовый и кремневый горизонты чулактауской свиты или начинающие чулактаускую свиту и залегающие при этом над какими-либо красноцветами. Считается, что с «нижнего доломита» (НД) начинается тамдинская серия и что подошва НД является поверхностью несогласия между тамдинской и каройской сериями.

В начале фосфоритопоисковых работ [7, с. 9] было отмечено, что пачка НД, впервые выделенная в 1937 г., очень выдержана, залегает трансгрессивно, переходя в пределах КФБ на более древние отложения (с курганской на большекаройскую свиту). П. Л. Безруковым были отмечены случаи полного выклинивания пачки, которые, однако, не подтвердились. Видимо, отсутствие НД в некоторых местах является следствием тектонического срезания. НД присутствует во всех пунктах КФБ, где имеются хоть малейшие признаки присутствия фосфоритовых слоев.

Долгое время НД представлялся однообразной пачкой с незначительными колебаниями по мощности: от 4—8 до 10—14 м [30] на большей части КФБ и лишь по юго-западной его окраине — на участках развития конглобрекчиевых текстур — до 20—25 м [110, с. 126]. НД описывался как пачка массивных серых доломитов тонко- и мелкозернистой структуры, с кластогенными примесями (из местных пород и кварца с полевыми шпатами) в нижних слоях. В верхних слоях пачки отмечались тонкие линзо-прожилковые выделения фосфата [7, с. 9], а также зерна и обломочки фосфорита [110, с. 126], окремнение в выветрелых зонах, обилие пирита [30] и черного органического вещества.

Местами — Джанытас, Аксай, Чулактау — в основании НД отсутствуют грубые образования и следы перерыва, который обосновывался в таких случаях «резкой фациальной сменой осадков» и неравностью границы [7]. Начиная с 50-х годов в пачке НД стали различать на три части, но по-прежнему не было четкого определения ее объема. На предположение В. Г. Королева и Р. А. Максумовой о том, что часть объема этой пачки может соответствовать кыршабактинской свите, внимания не обратили. В то же время в определениях мощности НД (табл. 4) наблюдались сугубо локальные и резкие завышения. Почти повсеместно мощность НД колеблется в пределах 3—6 м и лишь для Кистаса (*52*), Береса (*50*), Аксая (*36*), северо-западной части Джанытаса (*56*) она составила 15—18 и даже 25—40 м.

Как видно из приведенной таблицы, пределы колебаний в замерах по одному и тому же участку часто сопзмеримы с минимальной мощностью НД, а иногда даже со средней. Поэтому карты изопахит (например, [118, с. 69]) для НД с интерполяцией на расстояния, превышающие размеры участков,— а именно в такой ситуации приходится делать эти построения,— не могут считаться сколько-нибудь обоснованными.

Колебания в оценках мощности НД возникают не только вследствие естественных колебаний этой величины. Значительную роль играют здесь и ошибки в измерениях как из-за плохой обнаженности или оползания склонов, так и из-за того, что невозможно опознать ее изменение в скважинах вследствие тектонических причин. Ведущее значение имеет

Таблица 4

Мощность нижнего доломита по данным геологоразведочных работ и нашим наблюдениям

Месторождение, участок	Мощность, м	Месторождение, участок	Мощность, м
Чулактау-I (*30*)	2—3; 4—8; средняя 5—8	Беркуты — Дегерес (*10*, *11*)	2—10
Чулактау-II	3—4; 10	Акджар (*34*, *35*)	6—18
Котурбулак (*76*)	5—6	Коксу (*32*)	6—10; 12
Джетымшоку-I—II (*77*)	0,5—2,5	Беркуты Северный (*1*)	5—8
Тамды, Арбатас (*28*, *29*)	0,5—3,5	Ушбас (*78*)	5
Насыпкуль	2—3	Джанытас (*58—60*)	0—2; 2,5—3,5; 5
Сулеймансай	4	Кокджоп	5—15,5
Тешиктас (*36*а)	7—7,5	Аралтюбе (*15*)	5—10; 9
Коктал (*22*)	0	Аткум (*16*)	3—4; 7—8; 20
Кыршабакты-III (*66*а)	8	Кесиктюбе (*55*)	2—10; 4,4
Тьесай (*38*, *39*)	2—16; средняя 2—4	Кистас (*51—53*)	8—16; 25
Аксай (*36*)	8—12; 7—16; 5—8	Герес (*46—50*)	5—12; 15—18; 25—40
Актас (*2*)	5—8	Бабаата (*45*)	2,5—2,8
Джилан (*4*, *5*)	5—10		

завышение вследствие причленения к стратиграфическому объему НД северо-восточных разрезов карбонатных слоев, залегающих стратиграфически ниже. Так, аномально высокие цифры по участкам Герес (15—40 м), Аткум (20 м), Джанытас (25 м), Кистат (16 м) появились именно по последней причине. Здесь имело место также объединение НД с карбонатами джанытасской серии.

На вопрос, что же считать «собственно нижним доломитом», единственно разумным ответом в сложившейся ситуации может быть такое определение: «НД есть пачка карбонатных слоев, залегающая ниже кремневого или фосфоритового горизонта, но не содержащая красноцветных слоев или их стратиграфических аналогов». Таким образом, это определение может быть использовано только после проведения сопоставлений. Последние выявили следующую картину.

Во всех разрезах, содержащих описанную кыршабактинскую свиту, выше «карбонатно-терригенной» красноцветной пачки залегает слой доломита своеобразной крупноволнисто-слойчатой текстуры. Его мощность колеблется в пределах 0,5—6,0 м, но он присутствует на большей части территории, за исключением участков Караултюбе, Кыршабакты-II, Тьесай, Тамды, Коктал. В ряде участков ЮВ части КФБ НД сейчас не наблюдается или наблюдается плохо, а в старых описаниях этот слой не выделялся. Там, где НД хорошо обнажен и дифференцирован — на участках Кыршабакты-III (*66*а), Джилан (*4—6*), Актугай (*13*, *14*) и по всему Гересу (*46—50*), а также на Беркуты Северном (*1*) и в юго-восточном фланге Аксая (*36*) — крупноволнисто-слойчатый слой занимает нижнюю треть разреза НД. Он имеет массивное сложение и отделяется от верхней трети НД слабой к выветриванию пачкой более тонкослоистых, мергельно-песчанистых, брекчиевых слоев, содержащих пропластки и обломки бурого афанитового фосфорита, а также, что очень важно, обильную примесь глауконита. В этом интервале часты линзочки и катупы кварцевого песчаника, кремневые линзочки. Интервал этих «слабых» слоев имеет мощность 0,5—2,2 м и отделяет нижний массивный (крупноволнисто-слойчатый) слой от верхнего массивного, выше которого следует уже кремневая или фосфоритовая пачки. Таким образом, в разрезе базальной части тамдинской серии имеются два глауконитоносных уровня — нижний и верхний. Если это не учитывать, можно прийти к неверным сопоставлениям и спутать нижние карбонатные и глауконитоносные слои кыршабактинской свиты с гораздо более молодыми слоями.

Итак, в ряде мест, на разных слоях кыршабактинской свиты, со следами размыва или без них, с постепенным переходом через песчанистый доломит или через чередование доломитовых и терригенных слойков залегает слой массивных доломитов со своеобразной крупноволнистой слойчатостью. Доломиты слегка коричневатые, с поверхности полосчатые. Чередование слойков-полос обусловлено попеременным появлением песчаной и незначительной глинистой примеси, а также обломочного доломита с разными размерами первичных зерен, из которых намывались слои. В. Н. Холодовым [118, с. 70] данные доломиты именуются «фосфатно-доломитовыми ритмитами», смятыми в сложную систему складок пластического течения, оползания. В этих доломитах действительно местами имеется заметная примесь фосфатного материала в виде зерен и обломочков, но происхождение их «складчатости» вовсе не оползневое. Детальные наблюдения по этому слою позволили установить исключительную редкость опрокинутых «складок», являющихся решающим показателем оползневых движений. Подобные «складки» этого слоя (до 0,5—0,7 м высотой) ориентированы почти исключительно вертикально с незначительными отклонениями в обе стороны. Они обнаруживают полное сходство с типичными строматолитовыми текстурами, в частности с таковыми из нижней части шабактинской свиты (сравни *а*, *б*, *в*, рис. 24). Складкоподобные биогермы росли на поверхности нормальных стратиграфических контактов (рис. 24, *в*), местами их сечения по образующим слойкам замкнуты, дают подобие онколитовых текстур (рис. 24, *г*).

Часто видны линии сечения седиментологических срезов биогермных построек, которые затем продолжали надстраиваться, причем срезание это сопровождалось накоплением песчанистого доломита или более крупнозернистого доларенита (рис. 24, *д*).

Очень показательно распределение песчанистых присыпок, которые располагались на бугорках и в пазухах между слоевищами, а затем биогермы-бугорки обволакивались новыми слоевищами (рис. 25). Все это совершенно не показательно для образования данной «складчатости» при оползаниях (совершенно отсутствуют оползневые роллы: ср. с рис. 26) и в то же время типично для строматолитовых построек. Особенно же отчетливо биогермная природа крупноволнисто-слойчатого слоя наблюдалась в одном из обнажений, расположенном северо-западнее в 500 м от р. Шабакты на участке Карашат (точка 12 на карте фактического материала). Здесь видны типичные очертания биогермов, сложенных крупноволнисто-слойчатым доломитом и песчано-брекчиевое заполнение впадин.

Данный слой предлагается назвать «волнисто-биогермным». Наиболее наглядно он выражен на участке Герес (*47—49*), где высота биогермных «волн» достигает 1,2 м, ширина — 0,5—0,7 м.

В некоторых разрезах «волнисто-биогермный» слой сокращен — размыт или переходит в карбонатную брекчию, что было отмечено уже Б. Н. Холодовым [118, фиг. 15, с. 70], например, на участке Карашат (*13*), или полностью выклинивается, как на участке Беркуты (*9*).

На участке Карашат — на правом берегу р. Шабакты (у входа ее в ущелье) и на северо-западном окончании участка Кыршабакты-III (*66*а) строение «волнисто-биогермного» слоя осложнено тем, что в его основании присутствует брекчия из незначительно смещенных плоских обломков туфов подстилающей курганской свиты: нижняя часть слоя сильно запесочена, а в средине залегают тонкоплитчатые мергелистые доломиты, в которых «волнисто-биогермные доломиты могут быть включены в виде огромных (до 4—5 м в длину) отторженцев оползания.

В некоторых разрезах текстура «волнисто-биогермного» слоя выражена не очень четко, как, например, на месторождении Коксу, где на-

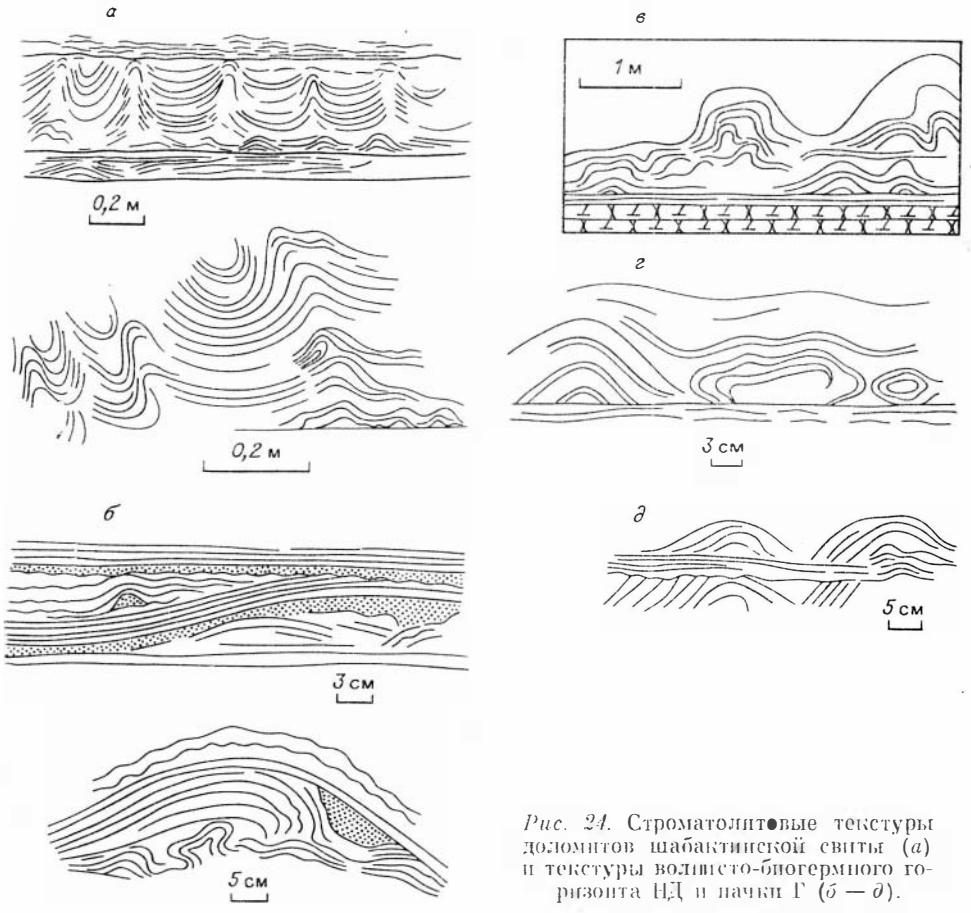


Рис. 24. Строматолитовые текстуры доломитов шабактинской свиты (*а*) и текстуры волнисто-биогермного горизонта НД и пачки Г (*б — д*).

блюдается, кстати, тоже трехчленное строение НД, а не двучленное, как дано у В. И. Холодова [118, с. 70]. Строматолитовые «волны» на Коксу мелкие и выположенные, однако слой легко опознается. Практически нет строматолитовой текстуры в НД разреза Чулактау (*30*), где тем не менее сохраняется его трехчленное деление.

На участке Бабаата (*45*) слой почти выклинивается, он сокращен до 0,5 м, но опознается по текстуре и соотношению с подстилающими слоями: ниже его следует «окремнелый доломит», легко коррелируемый с таким же в разрезах Гереса, еще ниже следуют доломито-фосфоритовая брекчия и «розовый доломит» с обилием обломков каройских пород.

На месторождении Джилан «волнисто-биогермный» слой выражен весьма наглядно и залегает на очень сокращенной «карбонатно-терригенной» пачке кыршабактинской свиты, представленной полуметровым слоем ожелезненного с поверхности тонкозернистого доломита, который покрывается красными и зелеными слабыми аргиллитами (2,8—3 м).

«Слабый» слой, который называется «верхним глауконитовым» и налегает на «волнисто-биогермный», имеет мощность 0,6—2,5 м и в простейшем виде представлен в разрезе месторождения Аксай (*36—37*): 1 — 5 м тонкослоистых глауконитоносных доломитов. При сравнении детальных колонок обнаруживается, что строение «верхнего глауконитового» слоя довольно сложное. Лучше всего он наблюдается на скалистом «мысу» месторождения Беркуты (*10*), обращенном к пос. Беркуты, и на месторождении Джилан (*3—6*). Здесь на размытой поверхности «волнисто-биогермного» слоя залегает 0,5—1-метровый слой зеленоватого кварце-

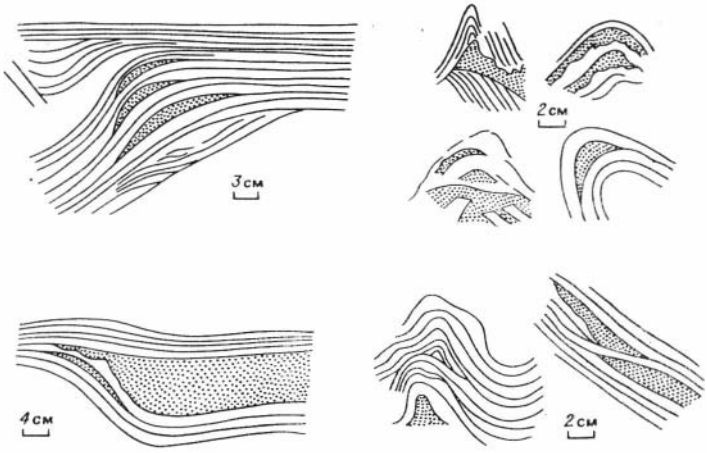


Рис. 25. Песчаные присыпки в водорослевых слоевищах волнисто-биогермного горизонта НД.

вого крупнозернистого песчаника на карбонатном цементе с глауконитом и иногда с обломками зеленых пирокластических курганских пород. Песчаный слой по простиранию может переходить в слабопесчанистый доломит с плоскими обломками бурого афанитового фосфорита. Вообще уровень кварцевого доломито-песчаника лежит ниже доломито-фосфоритного слоя, который локально может переходить почти в сплошной конгломератовый фосфорит (см. рис. 23).

В «верхнем глауконитовом» слое наблюдается 2—3 размыва, 1—2 прослоя плоскогалечного фосфоритового конгломерата, возникшего за счет взламывания тонких (до 1—2 см) линзо-слойков афанитового фосфорита. Точно скоррелировать слои затруднительно, тем не менее явственно установлено, что песчаник с глауконитом и иногда с кремневыми конкрециями располагается ниже — сразу над кровлей «волнисто-биогермного» слоя, а фосфорито-доломитовые брекчии несколько выше или же перемешаны с песчаным материалом. Это хорошо видно в джиланском и беркутинском разрезах (см. рис. 23). Фосфоритовая часть «верхнего галуконитового» слоя называется «верхним фосфатным» слоем (0,5—1,5 м).

Выше упомянутых слоев следует самая верхняя «массивная» часть НД. Она имеет мощность 2—4 м. Обычно это бестекстурный серый неяснослоистый доломит мелкокристаллической структуры. Часто он содержит обильные кремневые выделения в виде мелких линз и прожилков, линзочки бурого афонитового фосфорита, примеси песчинок. Изредка наблюдается пологоволнистая строматолитовая текстура или брекчиевидное сложение. Иногда эта верхняя часть НД совершенно неслоиста и бестекстурна.

В ряде мест, однако, в самой верхней части НД виден очень отчетливый мелкий строматолитовый узор, как, например, на участках Бабаата (*45*), Аралтюбе (*15*), на северо-западном фланге Гереса (*46*). На участках Тогузбай (*61*), Беркуты (*10*), Карашат (*12*, *13*) верхняя часть НД мощностью 2—3,5 имеет сплошную столбчато-строматолитовую текстуру. Поэтому данный слой можно выделить под названием «верхнего массивного» или «столбчато-биогермного».

Таким образом, предположения Н. Г. Бродской и В. Н. Холодова о биогермно-водорослевой природе значительной части НД [10] подтверждаются. Можно уверенно предполагать, что там, где мы видим массивные бестекстурные доломиты описываемого подразделения, они скорее

всего представляют раскристаллизованную массу биогермов. Становится понятной чистота верхней части НД и неравномерное распределение кластики — она сгруживалась между выпуклостями слоевищ. Следует отметить, что доломиты «верхнего фосфатного» слоя в ряде пунктов также обнаруживают мелкостроматолитовую текстуру. Мелкие (в несколько сантиметров) биогермики видны между кусками в брекчированной части «столбчато-биогермного» слоя.

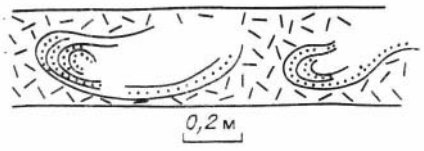


Рис. 26. Оползневые роллы из переслаивания алевролита и песчаника в пелитоморфном туффите. Верхи курганской свиты по р. Шабакты.

«Столбчато-биогермный» слой местами отсутствует, как может отсутствовать и «верхний глауконитовый». Таким образом, НД состоит из всех трех частей, двух или какой-либо одной.

В некоторых окраинных участках КФБ разрез НД слабо расчленен и не коррелируется с другими участками. Таковы разрезы участков Тамды (*28*), Тьесай (*39*), возможно, Коктал (*22*). Опознать вышеописанные части НД здесь невозможно, так как слои, аналогичные каким-либо из кыршабактинской свиты, отсутствуют. Поэтому здесь можно выделить только горизонт НД нерасчлененный. На Коктале намечается трехчленное деление благодаря линзо-слоечкам фосфорита, но такие встречаются и в верхней трети НД.

Неясна картина и на участке Караултюбе (*43*), где скорее всего то, что названо «нижним доломитом», соответствует «розовому доломиту» кыршабактинской свиты, точнее ее базальной части. Выше залегает какая-то незначительная часть НД с фосфоритовыми линзочками, возможно, что даже аналог продуктивного горизонта(?).

В вышеприведенную схему не очень отчетливо укладывается характеристика разрезов базальных слоев тамдинской свиты на участке месторождения Джантыс. Здесь с самого начала изучения месторождения отмечалась или довольно незначительная мощность НД (2—3, 5 м), или отсутствие этой пачки, или же аномально высокая ее мощность — 25 м [105, с. 77]. Только в последнее время появились данные о «нормальной» для участков крупных и средних месторождений мощности (8 м). Как выяснено нами, здесь располагается зона перехода от геpесского типа разреза базальных слоев тамдинской серии к джилан-беркутинскому. Основные затруднения при корреляции джанытасских разрезов НД бывают из-за отсутствия здесь «волнисто-биогермного» слоя, который еще имеет место на юго-восточном окончании участка Герес.

В ближайшем (из доступных) к Геpесу разрезе — в 1 км северо-западнее родника Шошкабулак (*56*) — тамдинская серия, как и на юго-восточном фланге Гереса (*50*), залегает с угловым несогласием на карбонатах рифейской джанытасской серии. Здесь, как и на Геpесе, над неизменными карбонатами джанытасской серии залегает:

1. Розоватая доломитовая брекчия, состоящая из обломков тонкослоистого светло-серого доломита в розоватом афанитовом доломитовом цементе. Мощность этого слоя около 5 м; выше закрыто — 6 м, а еще выше находится сходная брекчия, но с расплывчатыми ограничениями обломков — мощность ее 5 м. Этот интервал внешне очень напоминает «розовый доломит» кыршабактинской свиты и, вероятно, принимался ранее за низы НД. Однако кровля его представляет четко выраженную поверхность углового (до 20°) несогласия; следовательно, вышеописанный разрез можно интерпретировать как элювиальную зоны на породах джантытасской серии.

2. Выше поверхности несогласия характер пород резко меняется. Вначале следует 2 м тонкослоистого желто-зеленоватого доломита с ча-

стыми миллиметровыми прослоечками песчанистого доломита, в кластогенной составляющей которого преобладает кварц и мусковит, с обилием зернышек глинистых сланцев и редкими зернами глауконита. Этот базальный слой окрашен фиолетово-красными «кольцами Лизеганга».

3. Затем следует крупнообломочная брекчия из обломков серо-розоватого афанитового известняка, сцементированных песчано-доломитовой массой. В этом слое содержится очень характерная для базальных слоев НД обильная примесь хорошо окатанных крупных зерен кварца и микрокварцитов. Кроме кварца, в песчаном материале много зерен слюдистых сланцев, немного полевых шпатов. Мощность брекчии 4 м.

4. Выше расположен (3 м) доломит афанитовый зеленоватый, пронизанной сетью трещин с красным карбонатным наполнителем, вверху этот слой становится серым и тончайшеслоистым. На него налегает 3-метровый брекчированный тончайшеслоистый доломит, где обломки сцементированы розовым песчанистым доломитом. В этом слое фиксируется наложенно-конформное окремнение, а брекчированные слои чередуются с серым афанитовым доломитом.

5. На описанном слое с постепенным переходом от него залегает 2,5—3-метровая фосфоритово-карбонатная занесочная брекчия. Эта брекчия крупнообломочно-глыбовая, доломитовая с песчанисто-доломитовым цементом, в котором содержатся обильные плоские обломки бурого афанитового фосфорита, количество последних уменьшается к верхней части слоя.

6. Выше следует 2—2,5-метровый слой массивного мелкозернистого частослоистого (толщина слоев 5—10 см) доломита, в котором чередуются темно-серые и светлые полосы-слои. Доломит повышенно фосфатный.

Описанный разрез значительно отличается от большинства наблюдавшихся разрезов НД, и его было бы трудно стратиграфически расшифровать, если бы не было данных по соседним участкам. Из рис. 23 видно, что розовые и элювиальные брекчии слоя 1) коррелируются с розоватым брекчированным доломитом, залегающим на выветрелых известняках шошкабулакской свиты на юго-восточном фланге месторождения Герес (*50*). Данный слой представляет собой особое образование, которое можно отнести к кыршабактинской свите и параллелизовать с ее «базальной пачкой». Однако это не собственно базальная пачка, образовавшаяся за счет переотложения материала подстилающих толщ. Здесь мы имеем дело с дезинтегрированными карбонатными породами ложа кыршабактинской свиты, сцементированными доломитом кыршабактинского этапа осадконакопления. На участке Герес (*47*) доломитизированы разрыхленные (но с почти ненарушенной слоистостью) красноцветные песчаники и алевро-аргиллиты каройского комплекса. По сути дела, такие образования не седиментационные, поэтому относить их к кыршабактинской свите приходится главным образом из-за нежелания вводить какие-то дополнительные подразделения.

Непонятно, к какому из фосфатных слоев НД — «нижнему» или «верхнему» — причислить в разрезе (*56*) фосфорит-доломитовую брекчию, подстилающую серый полосчатый доломит. По положению в разрезе — непосредственно под самой верхней (покремневой) частью НД — ее можно считать «верхним фосфатным» слоем. Однако в 2—2,3 км юго-восточнее родника Шошкабулак слой фосфоритовой брекчии подстилает слой тонкослоистых глауконитоносных алевритистых доломитов. Эта фосфоритовая брекчия по облику заметно отличается от «верхней», а в следующем пересечении, 200 м юго-восточнее, видно, как слой с фосфоритовыми плоскими обломками и «слойками (за счет которых возникают обломки) налегает на верхнюю часть того же глауконитоносного слоя. Следовательно, данный глауконитоносный слой является «нижним». Это подтверждается и тем, что в джапытасском карьере у

правого борта Тогузбайского лога (*61*) была вскрыта граница между верхами тогузбайской свиты, представленными переслаиванием красных алевро-аргиллитов и серых пелитоморфных известняков (здесь же в этом интервале вскрывались и черные сланцы, у поверхности осветляющиеся), содержащих прослоечки и обломки бурого фосфорита. «Розовый доломит» с фосфоритом залегает на размытой поверхности серых тогузбайских доломитов и насыщен кварцевым гравием. Данный розовый доломит с фосфоритовыми обломками соответствует базальному слою тамдинской серии на юго-восточном фланге Гереса (*50*) и, как и там перекрывается «нижним глауконитовым» слоем. Выше последнего на Тогузбасе залегает 4-метровая пачка сантиметрово-слоистых мергельных, глинистых и алевритистых карбонатных пород, переслаивающихся со слойками такой же мощности чистых светло-серых афанитовых доломитов и со слойками-присыпками (1,5 см) фосфатных зерен гравийной размерности, а также со слоечками глауконитово-кварцевых песчаников. Эту пачку можно параллелизовать с верхней частью «карбонатно-терригенной пачки кыршабактинской свиты.

Таким образом, собственно НД на месторождении Джанытас редуцирован (до 3—5, реже 8 м) и представлен в нижней части фосфорито-доломитовой брекчией, а в верхней — массивным темно-серым доломитом. На северо-западном борту Тогузбайского лога (*60*) верхи НД состоят, как и на Беркуты-Джиланском участке, из столбчато-строматолитовых доломитов мощностью 2 м. Местами эта верхняя часть отсутствует.

Как можно заключить из приведенного описания и схем сопоставления слоев базальной части тамдинской серии (см. рис. 23), эта часть состоит из довольно сложного сочетания разнообразных карбонатных и терригенных слоев. В числе последних могут быть красноцветные слои, которые, однако, развиты локально. Область распространения красноцветов и заключенных между ними пачек и слоев, выделенная как самостоятельная свита (кыршабактинская), соответствует этапу заполнения неровностей ложа трансгрессирующего бассейна. Завершение этого этапа ознаменовалось широким распространением биогенного способа садки карбонатов, перерываемой незначительными размывами, и отложением кварцево-глауконитового песка.

Область отсутствия красноцветов выделяется как «нижний доломит», в новом понимании — с учетом выделения кыршабактинской свиты. В крайней северо-западной части КФБ — на участке Караултюбе (*43*) — НД срезается с выпадением верхних слоев. На участке у родника Шошкабулак (*56*) НД редуцирован, так как здесь выпадает нижний слой, но зато верхний слой обнаруживает признаки относительно глубоких вод (темные полосчатые доломиты, отсутствие строматолитовых текстур).

В последние годы НД в старом понимании стали называть беркутинской свитой, или беркутинским горизонтом. Последнее название можно принять, так как разрез на участке Беркуты (*10*) очень показательный и может считаться стратотипом. Не менее показательным является разрез на участке Джилан (*6—8*) — он более полон в нижней части, чем беркутинский.

В данной работе сохранено название «нижний доломит» вместо «беркутинская свита» из-за того, что даже самые мощные разрезы «беркутинской свиты» (не более 10 м) несоизмеримы с вмещающими ее свитами (150 м кыршабактинская и около 3000 м шабактинская, 70—50 м чулактауская). По типу отложений НД целесообразно рассматривать в качестве верхней части единого подразделения (горизонта), включающего и кыршабактинскую свиту, и НД.

Общий характер соотношений выделенных подразделений в профиле и обобщенная стратиграфическая колонка, построенная на основании корреляционных схем, даны на (рис. 27, 28).

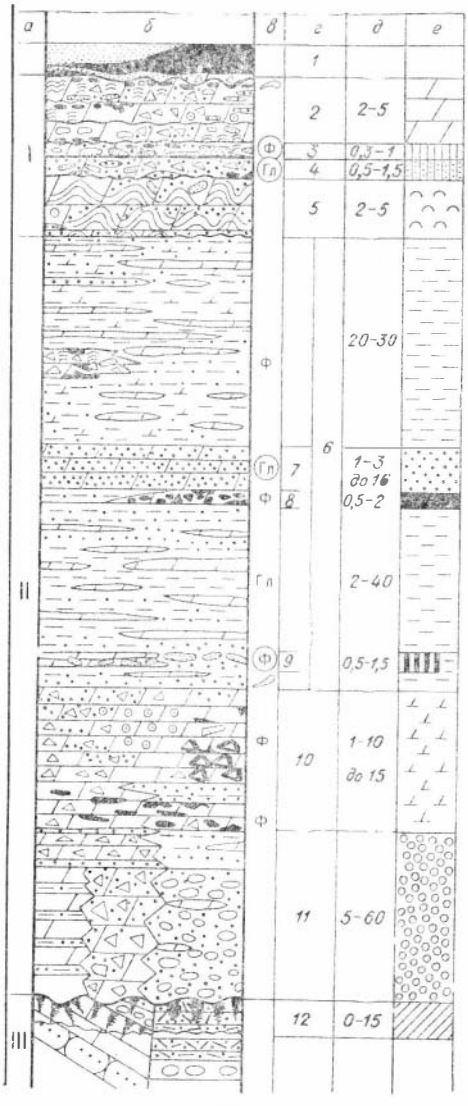


Рис. 27. Сводный разрез базальной части тамдинской серии.

а — основные стратиграфические подразделения: I — «нижний доломит», II — кыршабактинская свита, III — подстилающий комплекс; *б* — колонка (усл. обозн. см. на рис. 23), *в* — распределение фосфатности, глауконита, фрагментов скелетной фауны; *г* — дробные стратиграфические подразделения: *1* — КГ — ФГ, *2* — верхний массивный горизонт, *3* — верхний фосфатный горизонт, *4* — верхний глауконитовый горизонт, *5* — волнисто-биогермный горизонт, *6* — карбонатно-терригенная пачка, *7* — нижний глауконитовый горизонт, *8* — окремнелый доломит, *9* — нижний фосфатный горизонт, *10* — розовый доломит, *11* — базальный конгломерато-брекчиевый горизонт; *12*— элювиальная зона на подстилающих отложениях; *д* — мощности подразделений в метрах; *е* — условные обозначения подразделений для профилей (см. рис. 28).

Рассматривая строение ИД (рис. 29) в районе его стратотипических разрезов на участках Беркуты (*10*), Карашат (*13*), Джилан (*6*) и сравнивая с разрезом участка Беркуты Северный (*1*) (стратотипическом для кыршабактинской свиты), видим, что оно достаточно сложное. В ИД можно выделить при соответствующей детализации не три, а от пяти до десяти частей, между которыми наблюдается несколько (до пяти) размывов. ИД в стратотипическом районе залегает главным образом на алевритово-туфовых тонкослоистых красных и зеленых породах курганской свиты, повсеместно начинаясь небольшим (до 1 м) слоем кварцево-песчаного доломита. В центральных частях Джилана (*6*, *7*), как было отмечено, под ИД появляются маломощные «языки» кыршабактинской свиты.

Наиболее полным представляется разрез северо-западной части месторождения Джилан. Но уже в пределах этого участка наблюдается выпадение некоторых слоев или маскировка облика той или иной части ИД вследствие брекчирования или нехарактерной выраженности текстуры. На участке Беркуты (*10*) редуцирован и брекчирован «волнисто-биогермный» слой, но более полно выражены аналоги «верхнего глауконитового» и «верхнего фосфатного» слоев. На участке Карашат (*13*) редуцирована средняя часть ИД, а на северо-западном фланге этого участка выпадает почти вся верхняя часть по «волнисто-биогермный» слой включительно; зато несколько увеличена в мощности самая нижняя часть, на которую здесь с глубоким размывом налегает самая верхняя часть чулактауской свиты («бурый доломит»).

По характеру строматолитовых текстур ИД можно разделить на три части: «волнисто-биогермную» — нижнюю; «комковатую» — среднюю; «столбчато-биогермную» — верхнюю. Средняя часть выражена в разрезах II и VI (см. рис. 29); это доломит с неправильно-округлыми, слегка уплощенными комками (размером от нескольких сантиметров до 1—2 дм) относительно чистого карбонатного материала с волнистым тонкослоистым алевритисто-глинисто-доломитовым, мергелистым заполнением промежутков между комками. Такой

тип водорослевых карбонатов широко развит и в вышележащих отложениях, но ниже НД практически не встречается.

«Столбчато-биогермный» слой распадается на две части благодаря размыву в середине. Непосредственно ниже кровли и ниже срединного размыва доломит сильно окремнен густо расположенными линзочками и «пятнами» неправильной формы с субслойной ориентацией.

Как можно видеть по схеме корреляции наиболее показательных разрезов НД и по профилям базальной части тамдинской серии, в разных участках КФБ преобладающая роль может принадлежать различным неодновозрастным частям этого подразделения. В связи с таким положением во многом теряется смысл палеофациальных построений для НД «в целом», как это было сделано в работах [105, 118].

По профилям (см. рис. 28) видно, что колебания мощностей НД объясняются не какими-то катастрофическими причинами (обвалы, оползания — см. [118, с. 72]), а причленением к собственно НД аналогов кыршабактинской свиты или еще более древних карбонатов; выпадением отдельных горизонтов НД. Наконец, немаловажную роль могли сыграть ошибки при измерениях, сдвоенных из-за гипергенных оползней разрезов. Если же взглянуть на колебания мощностей тех или иных слоев НД в общем плане, то они вовсе не представляются «резкими». Это — нормальные для мелководных отложений (тем более ограниченных поверхностями размывов) колебания мощности, обусловленные первично-седиментационными причинами. Можно даже сказать, что слои НД обладают заметным постоянством по мощности, как и карбонатные слои кыршабактинской свиты. Оползневые текстуры в НД, выражающиеся главным образом в брекчировании наслоившейся массы, играют довольно локальную роль. Наиболее ясная картина оползания при наших наблюдениях, которыми охвачены все доступные в КФБ обнажения НД, наблюдалась только на участке Карашат (*14*) — на правом берегу р. Шабакты у входа ее в ущелье. Возможно, оползания имеются и на Джилане [119], но на большей части этого участка верхи НД (а именно в них описывались оползневые явления) сложены практически ненарушенными вертикально-столбчатыми строматолитовыми постройками.

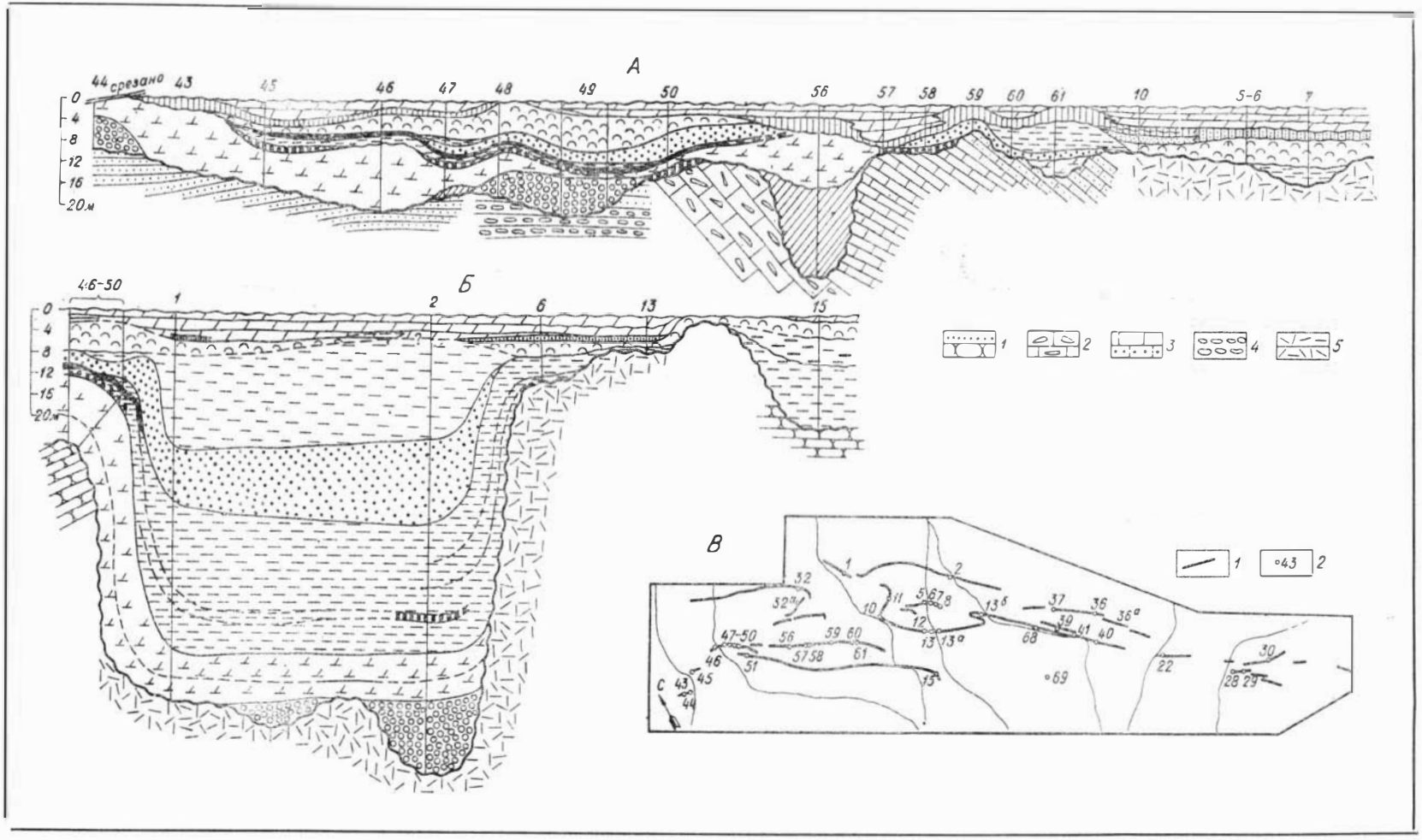
Хороший пример оползневых текстур наблюдается в НД на уровне «верхнего фосфатного» слоя на Джанытасском (*59*) и Чулактауском (*30*) месторождениях, где крупные (до 0,5 м) глыбы доломита беспорядочно нагромождены, а пространство между ними заполнено доломитовой массой, густо насыщенной раздробленными полосками — обломочками фосфорита. Тем не менее никаких особо резких изменений мощности слоя при этом не отмечалось.

Важно заметить, что так называемую прибрежную фацию НД можно выделить лишь на участке Бабаата (*45*) и, возможно, на участке Коктал (*22*). В остальных случаях, например на участке Кыршабакты-I (*42*), НД, очень насыщенный здесь терригенным материалом, состоит скорее всего только из своего нижнего слоя. Но эта часть НД повсеместно соответствует «прибрежным» условиям аккумуляции.

На участке Аралтюбе (15) в самом верхнем слое НД нами обнаружена скелетная фауна. В шлифе из мелкостроматолитового окремненного доломита наблюдались отчетливые сечения хиолительминтов; идентичные органические остатки в обилии встречаются в продуктивном горизонте.

Надберкутинская часть Чулактауской свиты

Как было сказано выше, чулактауская свита вначале выделялась с «нижнего доломита» (беркутинская свита) и помимо этой пачки включала (снизу вверх): горизонт кремней, фосфоритовый продуктивный горизонт, железомарганцевый и, наконец, горизонт «бурых» доломитов



А
44 срезано
43
45
46
47
48
49
50
56
57
58
59
60
61
10
5-6
7
0
4
8
12
16
20м
Б
46-50
1
2
6
13
15
0
4
8
12
16
20м
1
2
3
4
5
В
1
43
2
32
32а
1
2
10
11
5
6
7
8
12
13
13а
13б
37
36
36а
39
41
40
68
47-50
56
59
60
46
51
57
58
61
15
69
22
30
28
29
C
43
44
45

(известняков). Последний, однако, относят то к чулактауской, то к шабактинской свите. Мы присоединяемся к мнению [103, с. 13] о предпочтительном объединении горизонта «бурых» доломитов и продуктивного в одну свиту, так как в «буром» горизонте присутствуют фосфоритовые прослои.

Возраст слоев чулактауской свиты выше «нижнего доломита» А. М. Мамбетов и В. В. Миссаржевский [77] определяют как нижнюю часть алданского яруса нижнего отдела кембрийской системы.

Кремневый горизонт (КГ)

Кремневый горизонт, или кремневая пачка, описывается во всех работах, касающихся месторождений фосфоритов Малого Каратау; наиболее обстоятельные данные о нем изложены в двух книгах «Фосфориты Каратау» [113, 114], а также в работах В. Н. Холодова [118, с. 35—42, 76—81] и К. Т. Табылдиева и Л. Ф. Чербяновой [105, с. 81—86]. В большинстве материалов указывается, что кремневый горизонт — почти непрерывен на большей части КФБ, кроме юго-западной его полосы.

Породы горизонта слоисты и состоят из халцедоново-кварцевой массы, в которой часто рассеяны глинистый материал, кристаллы карбоната, пеллеты и оолиты фосфата; в редких случаях — обломочки кварца, полевых шпатов слюды, циркона; отмечены также зерна глауконита [105, с. 82]. Т. Д. Джумалиев и В. Н. Холодов [36] породы кремневого горизонта подразделяют на две группы: спонголиты и фтаниты. Под фтанитами они подразумевают полосчатые, тонкокристаллические халцедоново-кварцевые породы, послойно обогащенные фаунистическими остатками, органическим пигментом и глинистым веществом [118, с. 37]. Такое определение позволяет относить к «фтанитам» весьма широкий круг кремнистых образований, так как фактически получается, что фтанит представляет собой тонкое чередование чистых кремневых слойков и с примесями, причем не указаны количественные соотношения компонентов.

К. Т. Табылдиев и Л. Ф. Чербянова [105, с. 82] выделяют три разновидности кремней: чистые спонголиты, спонголиты с фосфатом и микрозернистые кремнистые породы. Последние, очевидно, соответствуют фтанитам в понимании И. В. Хворовой и В. Н. Холодова, но термин этот более «нейтрален», а следовательно, и более подходящий для качественных определений. Мы здесь заменим его более устоявшимся термином «силицит».

В. Н. Холодов различает спонголиты, сложенные более крупными (до 2,6 мм в длину) спикулами кремневых губок и более мелкими (до 0,3 мм в длину [118, с. 36]. Отмечается, что преобразования приводят к раскристаллизации спонголитов и утрате спонголитовой структуры. Возникают или криптокристаллические халцедонолиты, или микрокристаллические кварцевые породы — микрокварциты [118, с. 36]. В спонголитах углерода органического происхождения не обнаружено, а во фтанитах $C_{орг}$ 0,17—1,33% [118, с. 38].

В КГ в целом преобладают спонголиты.

Мощность горизонта по всем данным редко превышает 20 м: до 20 м в северо-западной части КФБ (*10*, *11*, *32*, *34*, *58—61*). На юг и север от этой области мощность горизонта резко уменьшается (до 2 м) и да-

---

Рис. 28. А, Б,— профили через пункты, характеризующиеся основными типами разрезов нижнего горизонта тамдинской серии; *В* — план расположения пунктов описанных разрезов (*1* — выходы чулактауской свиты; *2* — номера разрезов).

1 — алевриты и песчаники большекаройской свиты; *2* — плоскообломочные карбонатные брекчии шошкабулакской свиты; *3* — известняки и песчанистые известняки тогузбайской свиты; *4* — конгломераты коксуйской свиты; *5* — туффитные слои курганской свиты. Прочие усл. обозн. см. на рис. 27.

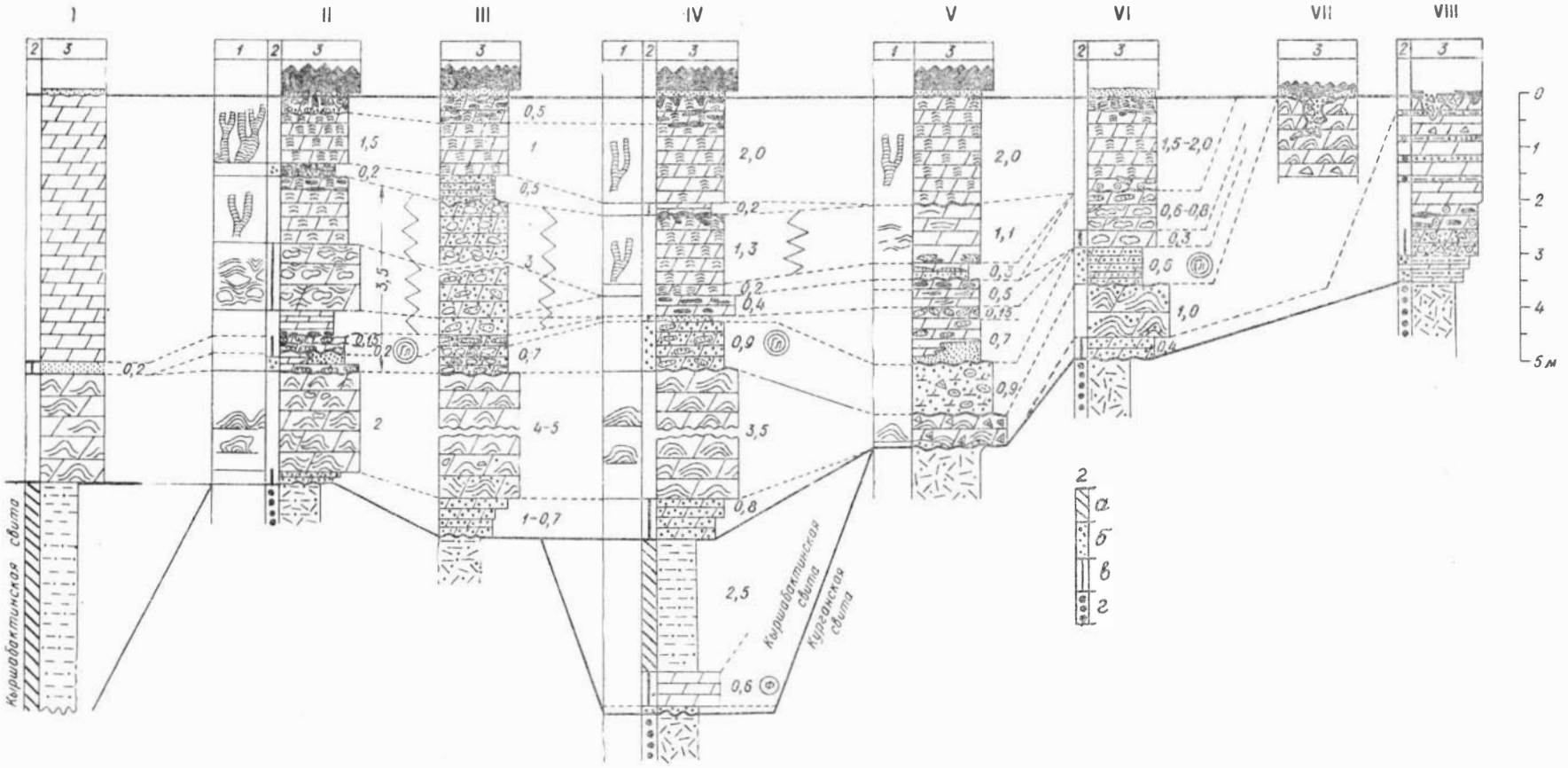


Рис. 29. Строение НД стратотипических разрезов.

1—типы строматолитовых построек; *2*—цвет пород: *а*—красный, *б*—зеленовато-желтоватый, *в* — буроватый, *г* — ярко-зеленый; *3* — литологическая колонка (усл. обозн. см. на рис. 23). Разрезы участков: *I* — Беркуты Северный; *II — IV* — Джилан; *V* — Беркуты; *VI—VIII*—Каранат.

же полностью исчезает (Кокджон, Беркуты Северный, Батырбай). В юго-восточной части КФБ мощности меньше: 5—11 м (Джилан — Аксай — Чулактау — Джетымчоку). На север и юг от этой полосы кремни резко выклиниваются — до 1 м и менее на Карашате, Кыршабакты-I—III, Актасе [110, с. 81—82].

По А. М. Трушиной и др. [110, с. 126—127] мощности кремневого горизонта колеблются от 0 до 18 м.

По П. Л. Безрукову [7] максимальная мощность кремневого горизонта 25 м.

В. Н. Холодов [118, с. 36] считает, что наибольшие мощности КГ наблюдаются на месторождениях Беркуты, Джилан, Чулактау, где существовали своеобразные «губковые рифы» [118, рис. 37]. Он отмечает, что кремневые породы, в частности спонголиты, образуя мощные линзовидные пласты, «занимают определенное место (к сожалению, не сказано, какое именно.— *Э. Е.*) в структурно-фациальных профилях» и по простиранию переходят в фосфориты [118, с. 35].

Л. Ф. Чербянова [105, с. 83], изучив слоистость в кремневом горизонте, выделила 11 типов пород, обусловленных характером и силой течений: от сильных (силициты с брекчиевой текстурой) до очень слабых и даже почти неподвижных вод («спокойная седиментация»). В кремнях иногда присутствуют прослои глинистых сланцев и фосфоритов [105, с. 83]. Карбонатная примесь в силицитах, как указывает Л. Ф. Чербянова [105, с. 82], есть результат наложенного процесса, часто происходящего вдоль слойков с более лучшей проницаемостью. Профиль кремневого горизонта довольно сложен. Различая его части по структуре, фосфатной и алевро-глинистой примесям, наличию кремневых и фосфоритовых обломков, авторы работы [105] обрисовывают несколько обстановок седиментации и их распределение на территории КФБ. Во время отложения КГ карбонатонакопление было «подавлено резким поступлением в бассейн большого количества кремнезема» [105, с. 85], что в первой половине времени осадконакопления привело к пышному развитию губок при очень спокойном режиме на каменистом дне. Во второй половине положение осложнилось привносом терригенного материала в северо-западной части КФБ, где стало отлагаться в рассеянном виде и фосфатное вещество. Последнее к концу времени накопления КГ осаждалось все в большем и большем количестве, в результате чего произошел постепенный переход от кремней к фосфоритовому слою [105, с. 82]. Наблюдаемое тонкое чередование светлых спонголитовых слойков с пигментированными кремнями следует рассматривать как следствие периодичности сезонов развития фитопланктона [105, с. 86].

В. Н. Холодов [118] также считает, что планктон принимал интенсивное участие в образовании кремней, но только фтанитов, отлагающихся на относительно глубоководных участках. Спонголиты отлагались в двух видах: первично — на тихих отмелях и вторично — будучи переотложенными в смежные с отмелями участки [118, с. 78].

Сведений о латеральных взаимоотношениях КГ с боковыми породами в литературе практически не имеется. В районе месторождения Герес [110, с. 127] наблюдается чередование невыдержанных по мощности прослоев кремней и доломитов, связанное с оползнями осадка.

Из работ В. Н. Холодова, С. Г. Анкиновича, П. Л. Безрукова и др. вытекало что в юго-западном направлении — на Большом Каратау — КГ, как и остальные части чулактауской свиты, замещается фтанитами и кремневыми сланцами курумсакской свиты. А те пункты, где КГ в типичном выражении отсутствует, считаются местами выпадения его вследствие перерыва. Правда, у П. Л. Безрукова [7, с. 10] можно найти высказывание о том что на юго-западной окраине КФБ кремневый горизонт «выклинивается, фациально замещаясь фосфоритами» и таким образом «является фацией, выделяясь в качестве горизонта лишь вследствие своего широкого распространения».

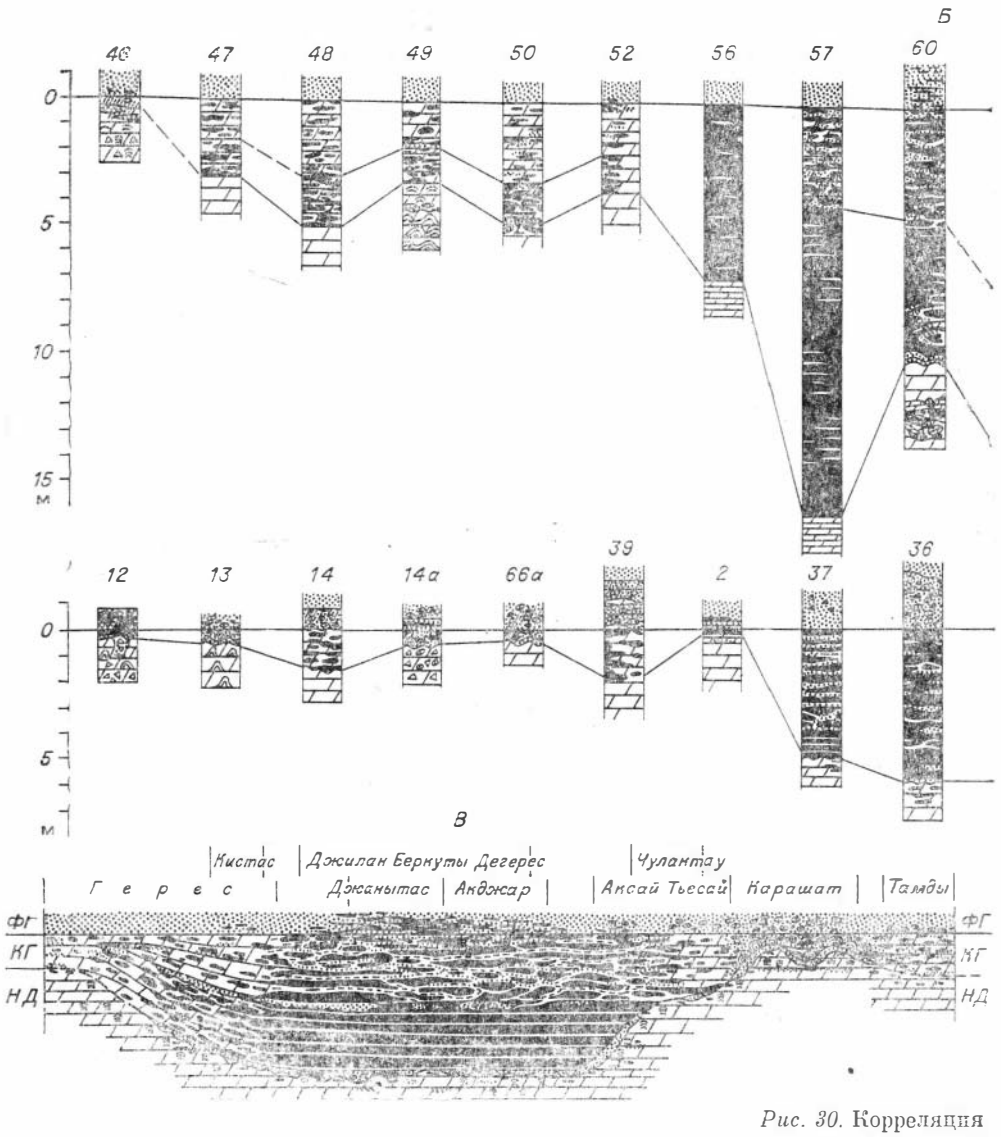


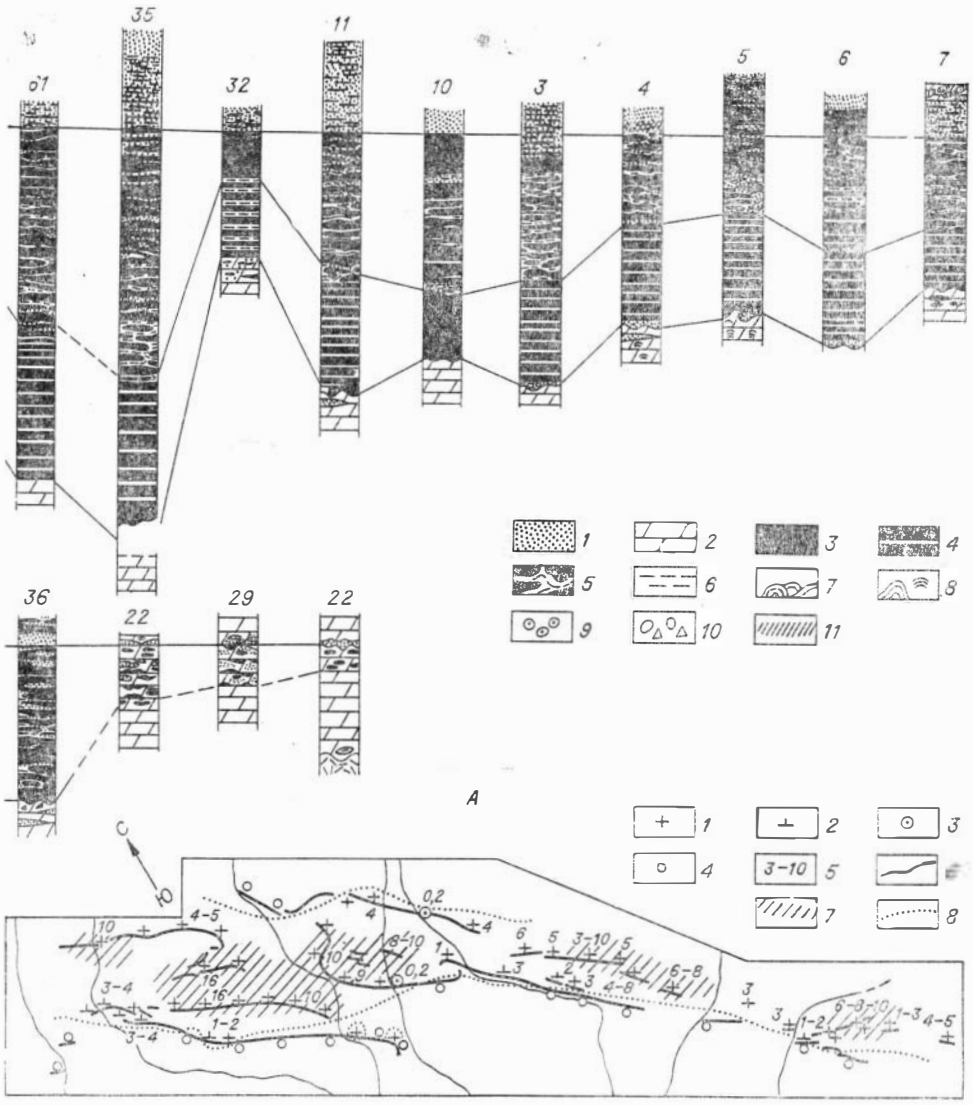
Рис. 30. Корреляция

А — схема расположения пунктов описания КГ и его распространения: *1* — пункт, где КГ пункты выклинивания КГ; *4* — пункты, где К отсутствует, *5* — мощности КГ в м, *6* — выходы ры области распространения КГ. *Б* — корреляция разрезов. *В* — схема строения КГ: *1* — фосфо слои и роллы силицитов, *6* — глинистый материал, *7* — кремнистые биогермы, *8* — строматоли

Верхняя граница кремневого горизонта, как отмечено выше, совершенно условна и проводится там, где преобладают фосфориты. Нижняя граница для большей части территории характеризуется как поверхность размыва кровли НД, с глубокими (до 1—2 м) западинами, часто крутосклонными и заполненными обломками доломита, сцементированными кремнистым материалом. Отмечается, что слои кремней в западинах облекают выступы доломита, выравниваясь после их погребения.

Там, где присутствует КГ, хотя бы и в предельно редуцированном виде, он залегает над НД. Достоверных мест, где бы кремневый горизонт налегал на более древние, чем «нижний доломит» слои, неизвестно. В кровле КГ всегда залегает фосфоритовый (продуктивный) горизонт. Случаев, когда бы на кремнях нормально залегали более молодые слои — с выпадением фосфорита,— также неизвестно.

Во всех работах, упоминающих КГ, указывается, что он повышенно фосфатен. Вследствие неравномерного распределения в нем фосфатных



колонок КГ.

выражен сплошными силицитами; *2* — пункты, где КГ выражен карбонатной фацией; *3* — чулактауской свиты, *7* — области максимальных областей и полного развития КГ, *8* — контуриты, *2* — доломит, *3* — силициты сливные, *4* — силициты слоисто-полосчатые, *5* — линзовидные текстуры в доломитах, *9* — онколиты, *10* — галька, обломки, *11* — окремненные породы.

зерен (группами, слойками) и слоев фосфорита или фосфатных сланцев содержание P_2O_5 колеблется от 1 до 15—16%. Чаще всего P_2O_5 составляет 1—5, реже 10%. Многие кремневые слои совсем не содержат фосфата.

Замечено, что на глубине КГ более карбонатен — до 10—20% [110, с. 154].

Вышеприведенная характеристика КГ нами была несколько детализирована в результате подробного описания его разрезов по обнажениям более чем в 30 пунктах (рис. 30). Было установлено, что КГ может быть подразделен чаще всего на три и, возможно, даже на четыре части. Все зависит от того, где проводится верхняя граница КГ. В большинстве случаев эта граница, как и нижняя, достаточно очевидна: сплошная кремнистая масса сменяется фосфоритовой. Однако есть места, где нижняя часть фосфоритового горизонта представляет собой чередование кремневых и фосфатных слоев или же сильно окремнелый

фосфорит. Таковы разрезы на участках Тогузбай (месторождение Джанытас), Акджар, Ушбас, Беркуты, Дегерес, Джилан, Чулактау, отчасти Коксу. Все они характеризуются увеличенной мощностью основной части КГ, коррелирующейся с относительно маломощными разрезами. Если же к этой основной части причленить и упомянутую фосфоритово-кремневую, которая обычно выделяется под названием фосфатокремневой пачки (как на Джанытасе), то общая мощность горизонта увеличивается еще более.

Для решения вопроса о верхней границе КГ на объективной основе пока нет данных. В большинстве разрезов, где кремневый горизонт с обеих сторон ограничивается, безусловно, он имеет двучленное строение. В разрезах, где мощности этой двучленной части увеличены, горизонт как бы надстраивается сверху. Будем проводить верхнюю границу там, где фосфатный материал начинает преобладать над кремнистым при шаге измерений (опробования) порядка 1—2 дм.

Другим затруднением при изучении отложений КГ является значительная постседиментационная подвижность кремнезема, что приводит к окремнению целых интервалов разреза. Отличить окремнелые породы от первично-кремнистых, тем более с учетом возможности раскристаллизации последних, весьма затруднительно. Поэтому к КГ местами могут быть необоснованно причленены нижние части продуктивного. Еще более осложняется процессами окремнения решение вопроса о наличии или отсутствии КГ в сильно сокращенных разрезах, где аналоги его могут быть спутаны с зоной окремнения верхов НД или низов продуктивного горизонта.

Если нанести на карту КФБ пункты, где наблюдаются или вскрыты выработками кремневый и продуктивный горизонты, то, как это было описано в работе [105], можно увидеть, что кремневый горизонт образует полосу шириной от 10—12 до 20—25 км ЗСЗ—ВЮВ простирания. Неясно ее северное ограничение в восточной половине, но в западной половине оно довольно отчетливо (см. рис. 30, *А*). На территории этой полосы выделяются участки увеличенной мощности в виде разобщенных и вытянутых вдоль центральной части полосы пятен на всем протяжении КФБ. На этих участках КГ, как уже сказано, наиболее полон и стратифицирован; лучше всего он обнажен и доступен на участке месторождения Джилан (*5—7*). Поэтому Джиланский разрез следует рассматривать в качестве стратотипа. Опишем КГ послойно (снизу вверх).

А. Практически повсеместно в подошве кремневого горизонта наблюдается очень маломощный (от 2—3 до 20—25 см), но своеобразный слоек «базального фосфорита».

Этот слоек толщиной 10—30 см залегает на неровной, корродированной, а также волнистой поверхности НД. Он отмечен в ряде разрезов на месторождениях Герес (*48—49*), Джанытас (*59—61*), Дегерес (*11*), Беркуты (*10*), Карашат (*14*), Джилан (*6*), Аксай (*36*) и Чулактау (*30*). Это — тончайшеслоистый темно-бурый кремнистый фосфорит, состоящий местами на 70% из спикул губок. Спикулы в этом слое редко бывают кремневыми, а чаще всего замещены фосфатом, очень избирательно — кальцитом (по периферии — доломитом), причем вся спикула замещается монокристаллом с точными контурами первичной иглы. Иглы-спикулы здесь очень мелкие сравнительно с наблюдающимися в других слоях горизонта. Фосфат бурый, местами насыщен послойно ориентированными хлопьями органического вещества, цементирует спикулы. «Базальный фосфорит» по простиранию может переходить в тонкий кремневый спонголит. Но при этом текстурные признаки слоя не меняются. Местами содержание спикул падает, и слой сложен в основном афанитовым фосфатом тонкоплойчатой текстуры с редко рассеянными спикулами. Кремнистость выражена в разбросанных по породе линзо-

слойках крупнозернистого кварца. Чередование таких кремнистых и фосфатных слойков толщиной 0,5—1 мм иногда отчетливо косослоисто.

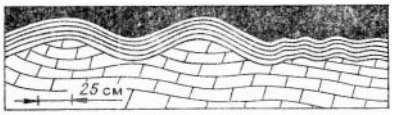


Рис. 31. Характер залегания «базального фосфорита» между НД и КГ, месторождение Джанытас.

Интересно отметить, что описываемый слой фосфорита облекает бугры на поверхности «нижнего доломита». В карьере Джанытасского месторождения у родника Тогузбай (*60*) наблюдалось строгое соответствие поверхностей слоистости «базального фосфорита» форме поверхности «нижнего доломита». При этом уклоны слоя на склонах выступов достигают 30—40° (рис. 31). Подобное залегание вряд ли создается на этапе первичного осаждения столь тонкослоистой породы. В остальных случаях слой заполняют карманы, в результате чего слой фосфоритов распространен прерывисто. Кроме того, он часто переходит в фосфоритовый мелкогалечный конгломерат с галечкой спонголитов и (или) фосфоритов в окремнелом цементе. Некоторые карманы заполнены тончайшеслоистым кремнем строматолитовой текстуры.

На участке Дегерес (*11*) «базальный фосфорит» в нижнем 5-сантиметровом слое представлен кремнистой массой волокнисто-слоистого спонголита, тонко чередующегося с глинисто-кремнистыми слоечками. Порода содержит заметное количество гидроокислов железа. Фосфат — в виде мелких рассеянных пеллет с ядрами из спикул.

Верхняя часть слоя (5 см) представляет собой тонкое (0,5—2 мм) чередование слойков фосфата (бурого в проходящем свете) с присыпками фосфатных пеллет, гравием фосфатных спонголитов, кремневых спикул. Фосфатные слойки имеют тончайшеслоистую (доли миллиметра) «корковую» структуру, т. е. это — кристаллический фосфат, кристаллики которого ориентированы главной осью параллельно слоистости. Корки фосфата огибают пеллеты и галечки снизу и сверху. Часть слойков сложена афанитовым фосфатом с рассеянными в нем спикулами. Следует отметить, что поверхности размыва, аналогичные той, по которой КГ контактирует с НД, наблюдаются и внутри горизонта НД.

Б. Выше кремнисто-фосфатного слойка «базального фосфорита», не отделяясь от него какой-либо резкой границей, следует слой сливных массивных тонкополосчатых кремней. Иногда он залегает непосредственно на НД, перекрывая «базальный фосфорит». Эта — нижняя — часть КГ внешне (в обнажениях) отличается более светлой, редко совсем светлой окраской и незначительным количеством примесей и включений по сравнению с вышележащей — более темной и менее чистой частью. Граница между нижней и верхней частями проходит примерно посредине горизонта с отклонениями в обе стороны, но чаще всего нижняя часть менее мощная, чем верхняя. В стратотипе КГ обе части составляют от 1 до 4—4,5 м, причем на расстоянии до 10 м по простиранию мощность может измениться от 1 до 3 м (на восточном фланге Джилана — *8*). В западном направлении она возрастает до 7 м на западном фланге Джилана и на месторождениях Беркуты (*9*), Акджар (*34*), Джанытас (*63*), достигая максимума (11 м) на северо-западном фланге месторождения Джанытас (*56*).

На месторождении Аксай (*36*, *37*) мощность нижней части КГ, видимо, сокращена до 1—2 м, а местами даже выпадает (см. рис. 30). В ряде сокращенных разрезов КГ определить принадлежность их к нижней или верхней части пока не представляется возможным.

Петрографически нижняя часть КГ сложена чистыми кварцево-халцедоновыми спонголитами, в массе которых тонкими слойками вплетены глинистые кремни. Последние пигментированы коричневым веществом (в проходящем свете). Эти тонкие пигментированные слойки в разной степени раскристаллизованы в халцедоновый агрегат. Контуры спикул

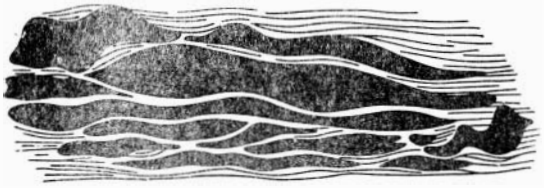


Рис. 32. Текстура перелинзовывания сливных силицитов и глинисто-кремнистых слойков в нижней части КГ (1 : 2).

паблюдаются не по всей массе пород, нередко они только рассеяны, но местами составляют весь объем, образуя «спутанный войлок». По кремню нижней части редко рассеяны фосфатные оолиты, сферолиты, фосфоритизированные спикулы. Здесь фосфатные включения встречаются только в рассеянном виде, редко в виде мелких слойков-присыпок.

Особо надо отметить характер полосчатости нижней части КГ. Эта полосчатость, внешне производящая впечатление седиментационной слоистости, при детальном изучении оказывается более сложной. Она наблюдается только на выветрелой поверхности породы и не видна в срезах. Поэтому сопоставлять ее со структурно-вещественными характеристиками затруднительно. Термин «полосчатость» иногда лучше заменять термином «волокнистость», так как полоски светлого и темного тонов очень не выдержаны и образуют тончайшее и сложнейшее переплетение линзо-слойков. Местами это действительно правильное и выдержанное чередование тонких (1—3 мм и доли миллиметра) полос, но местами оно становится неровно-линзообразным (рис. 32), метельчатым, завихренным. Иногда видны резкие несоответствия в волокнисто-полосчатой текстуре кремневой массы; отдельные крупные (до нескольких дециметров) включения волокнисто-полосчатого кремня как бы повернуты относительно вмещающей такой же массы (рис. 33).

Часто наблюдаются загибы полосчатости, немыслимые для седиментационного процесса. Возможно, это оползневые текстуры. Но следует отметить, что совершенно аналогичная полосчатость наблюдается в типичных стяжениях кремней, где она образует концентрические замкнутые линии. На горизонтально-параллельных участках полосчатость в новообразованных конкрециях и в пластовом кремне неразличима.

Тем не менее можно смело утверждать, что в основном полосчатость не только в нижнем кремневом слое, но и в целом в КГ возникла путем наслоения осадка. Л. Ф. Чербяновой [105, с. 83] при специальном изучении слоистости в КГ были выделены пять видов слоистости: 1) тонкая горизонтальная; 2) скрытая горизонтальная; 3) неотчетливая горизонтальная, 4) прерывистая полого-волнистая; 5) прерывистая неравномерная. К. Т. Табылдиевым и Л. Ф. Чербяновой [105] КГ не подразделялся, поэтому трудно определить, какой вид слоистости более характерен для описываемой нижней части КГ. Нашими наблюдениями фиксировано сложное переплетение тонких горизонтальных слойков волокнистой, параллельной тонкой слоистости с мелкими косонаслоенными сериями. Тончайшие элементы слоистости представляют собой сочетание линзо-присыпок спикул перемежающегося с несколько более выдержанными слойками пигментированного глинисто-кремнистого тонко- или скрытокристаллического материала. На фоне кремнистых образований рассеяны, а реже сгружены в линзо-слоечки фосфатные зерна, фосфатизированные спикулы. Элементы тонкой наслоенности группируются в сантиметровые слойки, а те — в более мощные. Заметно, что в нижней части КГ практически отсутствуют резкие вздутия отдельных слоев. Это — бесконечное переплетение мелких линзовидных наслоев. С первичными элементами наслоенности смешиваются элементы вторичной полосчатости, возникающей при преобразованиях кремневой массы. Кроме того, во многих местах первичные текстуры стираются или вуалируются раскристаллизацией и процессами метасоматоза. Так, большая часть

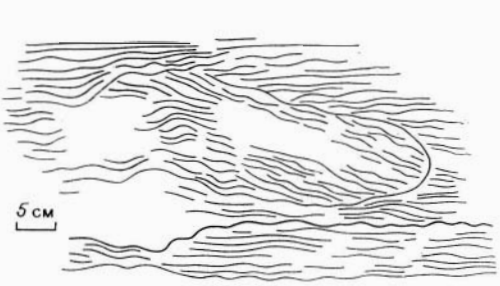


Рис. 33. См. пояснения в тексте.

Рис. 34. Строение верхней части КГ.

фосфатных включений замещена кварцем, а вытесненный фосфат отлагается неподалеку в виде кристалликов апатита. Все это в значительной мере затрудняет воссоздание первичной текстуры силицитов.

Внешне нижняя часть КГ обладает более толстой наслоенностью (0,5—1,5 м), чем верхняя.

В. На нижней части КГ с небольшим размывом залегает верхняя часть, заметно отличающаяся от нижней — светлой тонкополосчатой — более темной в целом окраской, значительным количеством фосфатных и глинистых прослев, а также своеобразной формой монопородных выделений.

Нижний контакт верхней части кремневого горизонта очень похож на контакт КГ с «нижним доломитом» только менее резкий. На корродированной поверхности нижнего слоя или в ее западинах глубиной до 10 см залегает тончайшеслоистый кремнистый фосфорит, по простиранию часто переходящий в почти чисто кремнистую породу такой же текстуры. Внешне и по микропризнакам он неотличим от «базального фосфорита». Фосфат его афанитовый, насыщен очень мелкими спикулами (по размеру они в несколько раз меньше спикул из подстилающего размытого слоя). В таком тончайшеслоистом спонголитовом фосфорите рассеяны многочисленные миллиметровые слоечки фосфатных оолитов и пеллет. Спикулы в этом пограничном слойке фосфорита выполнены кварцем и имеют фосфатную оторочку. Иногда отмечается заметная примесь кварцевых песчинок, гальки афанитового фосфорита, причем слой может даже перейти в мелкогалечный конгломерат мощностью до 0,2 м, а в отдельных случаях до 0,5 м.

На описанном верхнем базальном слойке фосфорита, который выдержан во всем стратотипическом районе (Джилан, Беркуты), залегает пачка массивных черных кремней с признаками оползней. Внешне это ролло- и линзообразные выделения чистого черного кремня толщиной до 1 м и протяженностью 3—5 м, разделенные маломощными — от 2—3 см до 2—3 дм — слоями глинистых и фосфатных кремнистых пород и даже фосфоритов.

Мощность данной пачки, как было замечено выше, несколько больше, чем мощность нижней части КГ: от 3—4 до 7—8 м. Нижняя ее часть больше разлинзована, чем верхняя, где текстура заметно более ровнослоистая.

Довольно ясное представление о макротекстуре верхней части КГ можно составить по зарисовкам на рис. 34. В шлифах линзы черных кремней, как правило, микрослойчаты, завуалированы процессами раскристаллизации, превращающей спонголит в кремень аллотриоморфной структуры. Массивные черные кремни содержат заметное количество бурого в проходящем свете пигмента, сохраняющегося в виде пятен неправильной формы.

Линзы спонголитов разделены относительно тонкими — мощностью в несколько сантиметров — слойками глинисто-фосфатно-кремнистой породы, представляющей собой серицит-кремнистую массу, в которой включены фосфатные пеллеты и оолиты, образующие микроскопические линзо-слойки, неправильной формы сгущения, единичные включения. Раскристаллизация и кремневый метасоматоз существенно осложняют картину. Местами видно, что порода в значительной мере представляла собой пеллетно-оолитовый фосфорит с глинисто-кремнистым цементом.

Количество фосфатного материала может сильно варьировать, иногда он преобладает, а кремнистые выделения в нем имеют форму явных новообразований. В качестве примера можно привести форму кремнистых выделений в верхней части КГ, разреза Джанатаса (рис. 35). Эти выделения явно наложены на карбонатизированную оолитово-пеллетную массу фосфорита.

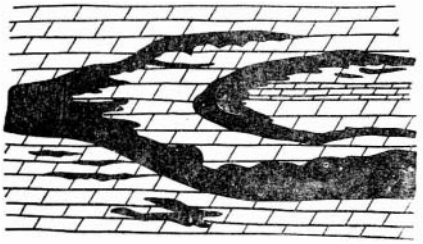
Количество фосфоритного материала в верхней части КГ растет к его кровле, которая местами выражена резко, но местами совершенно неотчетливо. На участках разрезов повышенной мощности можно выделить еще одно подразделение КГ — кремнево-фосфоритовую пачку, представляющую собой интенсивно окремнелые фосфориты. Такая пачка выделяется на участке Тогузбай Джанытасского месторождения (*60, 61*), на месторождениях Акджар (*33, 34*), Беркуты (*10*), Джилан (*6—8*), Аксай (*36*) и некоторых других (см. схему корреляции). Мощность этого интервала от 1—2 до 5—8 м.

Фосфатный материал в этом интервале разреза распределен неравномерно. Преобладает черный внешне силицит, микроскопически представляющий тонкое чередование пигментированного тонкокристаллического кварцевого агрегата (аллотриоморфной структуры с реликтами спонголитовой микротекстуры, с очень мелкими фосфатными зернами) и бесцветных спонголитовых слойков, а также слойков оолитово-пеллетного фосфорита с кварцевым цементом.

В сплошной силицитовой массе на выветрелой поверхности обнажений резко выделяются включения существенно фосфатного состава — скопления фосфатных пеллет и оолитов в кремнистом цементе. Эти выделения имеют довольно неправильную линзо-заносистую форму, но обнаруживают ясную близкую к слоистости ориентировку. Соотношения контуров говорят о том, что первично порода всего слоя была кремнистым фосфоритом оолитово-пеллетной структуры, обильно насыщенным обломками спикул. Местами фосфатная масса имеет косослойчатую текстуру. Впоследствии же кремнистый материал перераспределился и произошло замещение большей части фосфорита, от которого сохранились лишь реликты — островки (рис. 36).

Иногда в кровле КГ, в том числе выше окремнелого фосфорита, наблюдается фосфоритовый конгломерат.

Особо интересными для представлений о латеральных изменениях КГ являются разрезы северо-западного фланга месторождения Джанытас и месторождения Герес. На северо-западе Джанытаса (*56*) в КГ наблюдается повышенное содержание карбонатно-фосфатного материала.



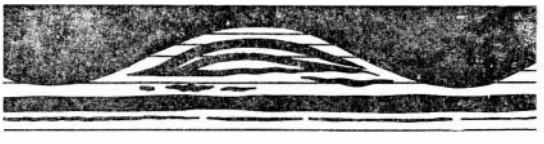


Рис. 35. Формы выделения кремня, замещающего фосфорит; верхняя часть КГ на месторождении Джанытас.

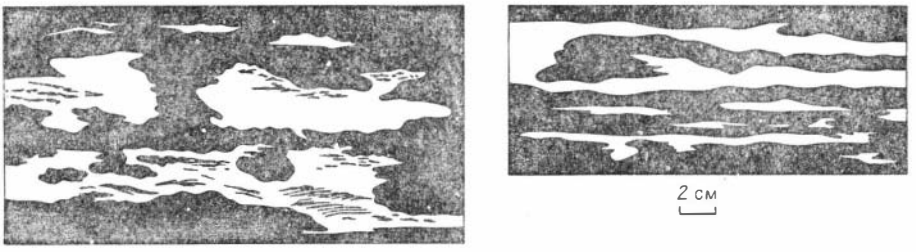


Рис. 36. Реликтовые «островки» фосфорита в кремневой массе КГ.

На месторождении же Герес (*46—50*) характер КГ необычный: это в значительной мере доломитовая пачка. Кремнистый материал образует в доломите светлые включения самой причудливой формы, но четко подчиненные слоистости (рис. 37). Причем и здесь КГ в кремнисто-карбонатном выражении отчетливо подразделяется на две части. Нижняя представляет собой светло-серый доломит, интенсивно насыщенный кремневыми выделениями (до 80% площади сечения обнажения), а верхняя гораздо менее окремнена, здесь доломита уже до 50—40%. В некоторых разрезах на Гересе между этими частями, соответствующими нижней и верхней пачкам КГ, наблюдается *фосфатный прослой глинистого доломита в подошве верхней части КГ*. Местами, как на месторождении Герес, так и на соседнем с ним участке Кис-Тас, отмечается почти полностью доломитовый разрез стратиграфического аналога КГ.

Изучение шлифов из пород КГ с Гереса показало, что кремневые выделения часто имеют спонголитовую микротекстуру. Вмещающий кремни доломит также местами обнаруживает реликты спонголитовой микротекстуры. Это говорит о том, что первоначальные накопления кремневых спикул подверглись преобразованиям и кремнезем был впоследствии перераспределен, как и доломит, заместивший некоторое количество спикул. Масштаб этих преобразований неясен, но очевидно, что в окраинной части КФБ — в направлении к берегу — первичный спикуловый материал был замещен первично-доломитовым. Последний состоит из песчаниковидного доломита — доларенита.

«Карбонатная фация» КГ прослеживается в ряде пунктов по южному ограничению полосы распространения КГ, она занимает краевое положение в поле развития последнего.

С подобной «карбонатной фацией» КГ не следует смешивать интенсивно окремнелую часть самых верхов НД. Эта окремнелая часть НД, как правило, занимает не более 1 м в разрезе, а в кровле ее виден характерный размыв и «базальный фосфорит». Поэтому есть основание считать, что на юго-восточной окопечности КФБ — на участке Тамды (*28*) — кремневому горизонту соответствует доломит, интенсивно окремнелый с серыми и белыми выделениями кремней послойно-неправильной формы, с линзочками и примазками фосфорита между ними (рис. 38).

Благодаря возможности подразделить КГ на две части стало видно, что он не везде выражен полно. На отдельных участках Аксай и Чулактау (*36—37*, *30*) присутствует только верхняя часть КГ (рис. 39).

Особо следует описать крайне сокращенные разрезы КГ, наблюдающиеся на участке Карашат (*12—14*). Здесь разрез фосфоритовой серии сокращен. Трудно точно определить, присутствует ли здесь аналог КГ или же на размытую поверхность НД налегает сокращенная средняя часть фосфоритового горизонта, характеризующаяся сильным окремнением даже в более полных разрезах. В пользу второй точки зрения говорит то, что окремнелые фосфориты сверху покрываются слоем фосфоритового конгломерата, который на месторождении Джилан (*5*) перекрывает среднюю часть фосфоритового горизонта. Но подстилается

Рис. 37. Выделения кремня в доломите — карбонатная фация КГ, месторождение Герес, 1 : 30.

этот окремнелый интервал типичным «базальным фосфоритом». Кроме того, на северо-западном фланге участка Карашат имеется слой кремня, который сходен с КГ, так как имеет вполне типичные черты (хотя и сокращен до 2—3 дм) и занимает такое же стратиграфическое положение. Корреляция наиболее сокращенных разрезов участков Карашат (*12*) и Джетымтал (*66*) показывает, что кремень здесь тесно переплетается с фосфатом и доломитом, переходя латерально в более или менее сплошной слой. В наиболее сокращенных частях КГ, как в кремнистых, так и во вмещающих доломитовых слойках, отчетливо просматриваются строматолитовые текстуры.

«Базальный фосфорит» на Карашате имеет свою обычную мощность 10—25 см, залегая на неровной поверхности НД. Однако вид его здесь отличается обилием фосфатных пизолитов размером до 2 мм. Пизолиты образованы корковым фосфатом, слойки которого толщиной в доли миллиметра облекают слойки-присыпки фосфатных пеллет и галечек, часто чередующиеся с ними. Корки сходны с тонкой строматолитовой слойчатостью. В них местами рассеяны мельчайшие спикулы, зерна кварца. В корково-пеллетном фосфорите залегают слойки (до 1,5 см) кремневого спонголита с фосфатными пеллетами. В описываемом слое «базального фосфорита» проявляется заметная доломитизация в виде рассеянных крупных кристаллов.

На «базальный фосфорит» налегает выклинивающийся слоек мелкогалечного доломит-фосфоритового конгломерата мощностью до 0,4 м. В этом фосфорите присутствуют обильные мелкие (0,5—0,3 см в высоту и в длину) кремневые микробиогермы. Кремневые строматолиты с тончайшей структурой наряду с фосфатными также образуют корочки. Может быть, биогермы были первично-карбонатными?

Мощность фосфоритового слоя участка Карашат на расстоянии 2—3 м меняется от 1 м до полного выклинивания и тогда приходят в нормальный стратиграфический контакт НД и более высокий железомарганцевый горизонт (рис. 40). Аналогом КГ здесь можно считать слой (2—4 дм) белого или зеленовато-сероватого кремня волокнисто-линзовидной текстуры (рис. 41), залегающий на типичном «базальном фосфорите», имеющем бо́льшую протяженность, чем кремень. Этот аналог КГ явно строматолитовой текстуры перекрывается фосфоритом, включающим линзы доломита также с мелкобиогермной строматолитовой текстурой.

На северо-западном фланге полосы выходов фосфоритовой серии, которая относится к участку Кыршабакты-III (*66*а) — недалеко от участка Карашат,— аналог КГ представляет собой окремнелый мелкогалечный фосфоритовый конгломерат с галькой из кремневого спонголита.

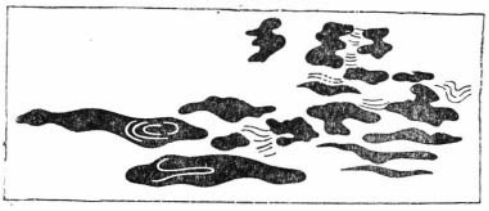


Рис. 38. Выделение кремня в доломите, месторождение Тамды, карбонатная краевая фация КГ, 1 : 5.

Таким образом, наблюдается два типа сокращения разрезов КГ:

1) сокращение с переходом в карбонатно-кремнистый тип горизонта;

2) сокращение с переходом в фосфоритово-кремнистый кластический тип, характеризующийся развитием мелких кремнистых биогермов.

На участках максимального сокращения мощности КГ в нем существенно возрастает количество фосфатного материала (см. рис. 30, *В*).

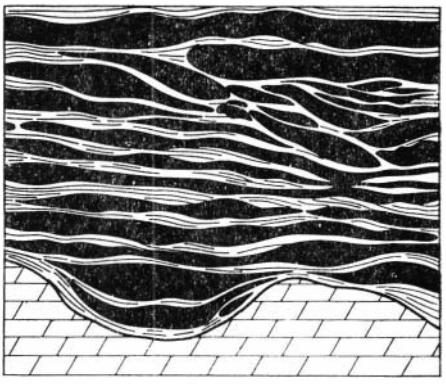


Рис. 39. Налегание верхней части КГ на НД, месторождение Чулактау-I, 1 : 40.

Фосфоритовый (продуктивный) горизонт (ФГ)

Фосфоритоносным слоям КФБ посвящена обширная литература, основными работами являются [3, 13, 23, 24, 28, 72, 88, 92, 111, 113, 114, 118]. В них описываются результаты разнообразных геологических исследований, которым подвергались фосфориты и фосфоритовмещающие слои чулактауской свиты. Остановимся на определении седиментологической структуры ФГ путем корреляции составляющих его подразделений.

Почти все исследователи продуктивный горизонт КФБ подразделяют на три части: нижнюю фосфоритовую пачку, фосфатно-сланцевую пачку и верхнюю фосфоритовую [110, с. 128]. Однако такое подразделение выдерживается не везде, местами можно ввести дополнительные единицы, кое-где ФГ вроде бы теряет трехчленное деление и становится более или менее монолитным. Обычно при изучении изменчивости, которую обнаруживает ФГ по площади, его рассматривали в качестве *единого* горизонта. Корреляцию его частей проводили лишь в пределах отдельных участков, причем получалась довольно пестрая картина, сложность которой обусловливала не только седиментационная изменчивость горизонта, но и влияние дизъюнктивных смещений.

Для описания продуктивного горизонта на уровне пачек за основу достаточно принять схему структурно-минералогической классификации фосфоритов Каратау [110, с. 133]. От нее почти не отличается классификация, принятая в работе [105, с. 87], где кратко изложены результаты изучения ФГ, наиболее детальные на сегодняшний день. Согласно этим классификациям, фосфориты можно разделить на:

тонкозернистые (неяснозернистые) ($<$0,1 мм),
мелкозернистые (0,1—0,25 мм),
среднезернистые (0,25—0,5 мм),
крупнозернистые (0,5—1,0 мм),
гравелитовые (1,0—10 мм),
конгломератовые ($>$10 мм), брекчиевые.

В зависимости от преобладания среди зерен фосфата разных структурных видов выделяются оолитово-зернистые, органогенно-зернистые и т. п., а также смешанные классы — как по виду зерен, так и по структуре их. Округлые зерна без оторочки или с одной, максимум с двумя оторочками будем называть *пеллетами*; многооторочные — *оолитами*; зерна радиально-лучистого строения — *сферолитами*; оолиты гравийной размерности или гравелиты с оторочкой — *пизолитами*.

В зависимости от примеси нефосфатного материала (в количестве 5% по приведенным классификациям) различаются фосфориты песчанистые, высококачественные (с фосфатным цементом), а также кремнистые и карбонатные (с соответствующими видами цемента), затем смешанные виды.

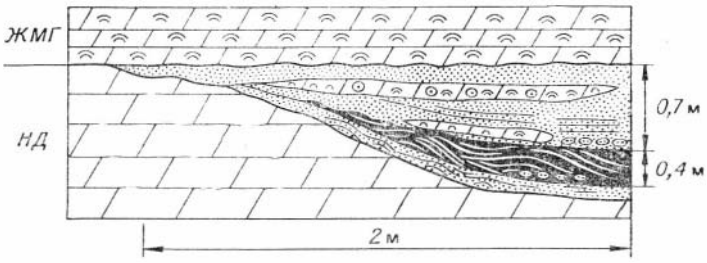


Рис. 40. Выклинивание биогермного силицита КГ на месторождении Карашат.

В работе [110, рис. 1—3] приведены 125 литологических колонок ФГ по всем участкам КФБ без корреляции по пачкам. А. М. Тушина и др. [110, с. 128—130] указывают, что нижняя фосфоритовая пачка мощностью 8—20 м выклинивается в северо-западных частях месторождений Джанытас, Кокджон и на месторождении Герес, присутствуя, однако, в Малокаройском блоке и на месторождениях Беркуты, Дегерес, Чулактау. Средняя фосфатно-сланцевая пачка (5—23 м) сохраняется почти на всех участках, кроме отдельных мест на участке Аткум и юго-восточной части КФБ, за исключением месторождения Чулактау. Верхняя фосфоритовая пачка максимально распространена и сильно меняется по облику. Фосфориты здесь варьируют от мелкозернистых до конгломератовых, причем в кровле пачки появляются фосфоритовые гравелиты и конгломераты, имеющиеся и в нижней части. Таким образом, верхняя пачка залегает трансгрессивно на нижележащих слоях и, как было высказано в работе [110, с. 130], ее отложению предшествовал размыв, уничтоживший ранее образовавшиеся продуктивные слои. Мощность верхней фосфоритовой пачки 5—15 м на наиболее существенных по размерам месторождениях. В целом же мощность ФГ меняется от 40—50 м на северо-западе КФБ до 10—20 см на юго-востоке и крайнем западе — северо-западе.

Как отмечает П. Л. Безруков [7, с. 31—32], ФГ протягивается полосой с СЗ на ЮВ через весь Малый Каратау, а вкрест общекаратауского простирания сокращается и местами полностью выклинивается. На фоне зоны максимального накопления фосфоритового горизонта выделяются отдельные подобласти повышенной мощности. В области хр. Бультук (Актау), ограничивающего с СВ Большекаройскую долину, ясно вырисовывается зона первичного отсутствия ФГ, где большекаройская свита перекрыта шабактинской свитой. Для всего КФБ в целом характерно общее возрастание мощности фосфоритового горизонта на СЗ, причем расширение полосы современных выходов ФГ на северо-западе П. Л. Безруков объяснял просто меньшей сжатостью этого района. Этот геолог отмечает также, что «зона максимального распространения мощностей фосфоритов в основных частях совпадает с зоной наибольших мощностей всей толщи», т. е. чулактауской свиты в целом [7, с. 33].

Следует заметить, что если выклинивание ФГ в юго-западном направлении фиксируется довольно отчетливо на всем протяжении КФБ, то выклинивание на северо-восток менее ясно, и его можно более или менее определенно ожидать только северо-восточнее линии Беркуты Северный — Батырбай — Актас — Алажар. Но юго-восточнее, на ее продолжении, находятся месторождения Аксай, Чулактау, Джетымчоку, и зо-

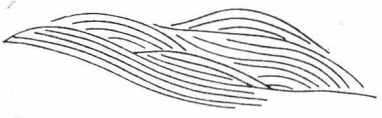


Рис. 41. Строматолитовая текстура КГ на выклинивании. Карашат, 1 : 5.

на выклинивания здесь скорее всего отодвигается на северо-восток значительнее, чем на северо-западе КФБ.

При сопоставлении фосфоритовых пачек обычно использовались также результаты опробования. Поэтому, скажем, считалось, что кремнисто-сланцевая пачка должна быть беднее фосфатом, чем фосфоритовые верхняя и нижняя. Или нижняя фосфоритовая должна быть богаче фосфатом, чем кремневый горизонт. Наблюдения же в пределах одного и того же участка показали, что отдельные подразделения ФГ могут существенно изменяться по простиранию относительно содержания P_2O_5, но при этом сохранять некоторые характерные черты, позволяющие опознавать пачки и отдельные слои, независимо от содержания фосфата. В связи с этим нижеописываемая корреляция основывается на литологическом описании слоев — без разделения фосфоритов на бедные и богатые.

Трехчленное строение ФГ сохраняется на подавляющем большинстве участков. Наиболее отчетливо оно проявляется на месторождениях Ушбас, Коксу, Джанытас, Джилан, Чулактау. На остальных наблюдается двучленное строение, реже трехчленное, но иного рода, нежели на перечисленных участках. Так, на месторождении Тьесай трехчленное строение ФГ обусловлено не разделяющей пачкой сланцев, а пластом фосфорито-карбонатного конгломерата. Есть участки, где в ФГ различаются четыре пачки и более (Коксу, Акджар).

Ранее деление фосфоритового горизонта на пачки считалось в основном локальным и отсутствие разделяющей сланцевой пачки трактовалось как следствие ее латерального замещения на фосфориты. На схеме строения ФГ [110, с. 174] получается, что сланцевые слои распространены почти по всему разрезу горизонта на участках его повышенной мощности и выклиниваются к юго-западу — на месторождении Кокджон, замещаясь там псаммитовыми и грубообломочными разностями фосфоритов. Последние протягиваются отсюда и на участки повышенной мощности ФГ, но занимают там преимущественно нижнее и верхнее положение. В итоге грубообломочные фосфориты на вертикальном профиле окаймляют зону распространения глинисто-кремнистых сланцев и топкозернистых разностей фосфоритов. При этом получается, что маломощные разрезы Кокджона стратиграфически аналогичны мощным разрезам. Такая же картина вырисовывается по материалам детального сопоставления ФГ, проведенного К. Т. Табылдиевым и Л. Ф. Чербяновой [105], на чьих профилях, как и в работе [110], ФГ представлен как единое тело, имеющее линзовую текстуру. Переход от участков повышенной мощности ФГ к участкам малых мощностей показан как выпадение ряда пачек и сокращение мощностей по всему разрезу ФГ. В некоторых случаях самые верхние слои срезают нижележащие, но в целом сокращение мощности ФГ происходит за счет общего «сжатия» разреза.

Заметим, что попытки послойной корреляции пачек в пределах ФГ методом традукции (т. е. соединением сходных интервалов разреза) затруднительно ввиду малой латеральной протяженности (выклинивания), фациальной изменчивости и отсутствия ярких макролитологических признаков. Более надежные результаты получаются при корреляции на уровне пачек с использованием отдельных маркирующих горизонтов. Такая корреляция показывает, что из разреза ФГ могут выпадать целые пачки и что наиболее широко распространена верхняя фосфоритовая пачка (рис. 42).

За исходные разрезы при сопоставлении ФГ разных участков, очевидно, лучше всего принять полные разрезы месторождений Джанытас, Акджар, Коксу — Ушбас, Дегерес.

Особо надо отметить значение разреза участка Джилан. Это небольшое и совершенно второстепенное по запасам месторождение является весьма интересным для сопоставлений. Оно расположено в центре КФБ, обладает дифференцированным и полным разрезом чулактауской и ша-

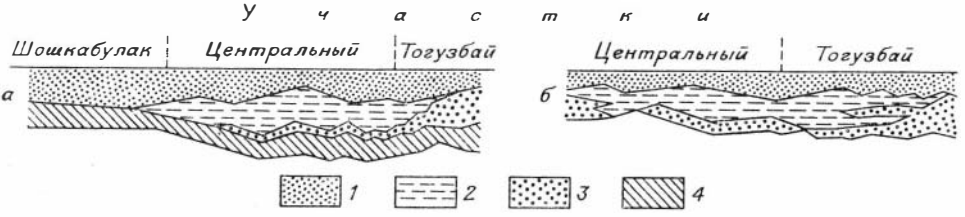


Рис. 42. Строение продуктивного горизонта на месторождении Джанытас (вне масштабно):

1 — верхняя фосфоритовая пачка, *2* — нижняя фосфоритовая пачка, *3* — сланцевая пачка, *4* — кремневый горизонт.

бактинской свит, а кроме того, на всем протяжении прекрасно обнажено. Последнее очень важно, так как построения по скважинам и отчасти по канавам не всегда настолько надежны и ясны, как те, которые сделаны по обнажениям.

На Джанытасе и Коксу ФГ отчетливо делится на три части. При этом средняя — фосфорито-сланцевая — имеет мощность, превышающую суммарную мощность нижней и верхней фосфоритовых пачек. К флангам месторождения Джанытас средняя — сланцевая — пачка выклинивается, но в полной мере развита на остальных перечисленных участках. От опознавания сланцевой пачки зависит, по существу, корреляция всего ФГ. В связи с этим следует заметить, что фосфатно-глинисто-кремнистые тонкослоистые породы, кратко именуемые здесь «сланцевыми», что заменяет термин «фосфатно-сланцевая пачка» [110, с. 128], не являются показательными во всех случаях. В. Н. Холодов [118, с. 42] считает, что породы сланцевой пачки, описываемые как кремнисто-глинистые сланцы, представляют собой выветрелые фтаниты, так как на глубине (в скважинах) переходят в них. Поэтому пачка кремнисто-глинистых сланцев [118, с. 53] местами именуется как «верхний кремневый горизонт». С такой точкой зрения нельзя полностью согласиться, так как обычно породы сланцевой пачки микроскопически определяются как гидрослюдисто-серицитово-кремнистые сланцы с примесью тонкого терригенного (кварц, полевые шпаты) и переотложенного аутигенного (фосфатные зерна) материала. Глинистая примесь, перешедшая в серицит, составляет довольно значительный объем породы и в таком количестве совершенно нехарактерна для типичных силицитов КГ даже выветрелых. В то же время имеются разрезы, где сланцевая пачка сложена в основном силицитами.

Главным признаком сланцевой пачки является обилие глинистых или кремнистых пород с тонкослойчатой текстурой, обусловливающей листоватую или тонкоплитчатую отдельность. Глинисто-кремнистые и глинистые породы могут переходить в существенно алевритовые сланцы с глинисто-слюдистым матриксом или в чистые спонголиты, которые при этом все же будут переслаиваться с тонкими слойками характерных глинисто-кремнистых веществ. Таким образом, сланцевая пачка по простиранию может становиться то существенно кремнистой, то существенно фосфоритной, то глинистой. Иногда в составе сланцевой пачки могут появляться сближенные и относительно мощные слои фосфоритов (до 1,5—2 м). Тогда разрез ФГ (Акджар и Дегерес) подразделялся не на три, а на большее число частей за счет дифференциации именно сланцевой пачки, а иногда и верхней, где наблюдается окремнение. Таким образом, сланцевая пачка сама может подразделяться на 2—3 части, более или менее фосфатные. Местами ее верхняя часть становится существенно фосфоритовой, а глинистая составляющая «сжимается» в тоненькие (0,5—2 см) глинистые слойки, разделяющие гораздо более мощные (1—3 дм) фосфориты.

Пояснив сущность подразделения ФГ на три части, покажем это на разрезах различных участков КФБ.

1. **Нижняя фосфоритовая пачка (НФ).** Присутствует на месторождениях Ушбас (*78*), Коксу (*32*), Акджар (*34*), Дегерес (*11*), Джанытас (*58—61*), Джилан (*3—8*), Актас (?), Аксай (?), Чулактау (*30*). Наличие четко выраженной фосфоритовой пачки наблюдается главным образом в центральной полосе северо-западной половины КФБ — более расширенной по сравнению с юго-восточной. На юго-востоке нижние фосфориты наиболее определенно присутствуют на месторождении Чулактау, тоже приурочиваясь к участку интенсивного фосфатонакопления, и область их развития примерно соответствует области интенсивного накопления кремней (КГ).

Под нижней фосфоритовой пачкой в ряде мест, точнее, почти везде, присутствует пачка перехода от КГ к ФГ, которую мы уже включили в кремневый горизонт, но она иногда выделялась в качестве самостоятельной (Аксай, Коксу, Джанытас).

Мощность нижних фосфоритов колеблется в пределах 0,5—10 м. Пачка сложена в различной мере кремнистыми неяснозернистыми псаммитовыми фосфоритами и очень часто содержит заметное количество карбонатного материала в виде доломитового цемента в маломощных прослоях фосфорита или послойно ориентированных «островках» такого фосфорита с занозистыми окончаниями. В зернистых фосфоритах местами отчетливо проявляется косая слойчатость, конгломеративность. Иногда присутствуют мелкогалечные фосфоритовые конгломераты.

2. **Сланцевая пачка (С)** частично уже описанная выше, имеет следующие дополнительные особенности. В ряде пунктов ее трудно опознать вследствие маломощности ФГ, но, видимо, она присутствует даже в значительно сокращенных разрезах, таких как Актас или Коктал. На участках с хорошо выраженной дифференциацией разреза сланцевая пачка может быть подразделена на следующие типы (по нефосфоритовым породам);

а) глинистый тип; мощность пачки до 30—35 м; Коксу, Джанытас, Кистас;

б) карбонатно-глинисто-кремнистый; мощность до 25 м; Акджар, Ушбас, Дегерес;

в) спонголитовый; мощность до 6—7 м; Джилан, Чулактау;

г) глинисто-алевролитовый, мощность до 2—3 м; Аксай (северо-западный фланг), Коктал, Актас;

д) глинисто-фосфоритовый; мощность до 10—12 м; Аксай, Аралтюбе.

Тип а) занимает центральную часть зоны максимального фосфоритонакопления в расширенной северо-западной половине КФБ. Типы б) и д) — периферические части этой зоны. Тип в) распространен отдельными пятнами в осевой зоне фосфоритоносной территории; тип г) — по дальней периферии зон интенсивного фосфоритонакопления.

Остается неясным вопрос о сланцевой пачке в центральной части месторождения Кокджон, на участках Кесиктюбе, Аткум и большей части Аралтюбе. Разрезы ФГ здесь сильно осложнены размывами и тектоническим перетиранием фосфоритов. Однако судя по мощности наиболее полных разрезов, наличие аналогов пачки можно предполагать. Другие исследователи, например, Б. М. Гиммельфарб с соавторами, считают, что на большей части месторождения Кокджон ФГ представлен только верхней пачкой [32, с. 103—105].

Тип а) представляет собой тонкое, частое чередование серицитово-кремнистых пород с тонкозернистыми (пеллетными) фосфоритами. Отдельные слои и участки глинистых слоев могут быть заметно запесоченными. Фосфатные зерна и оолиты встречаются в незначительном количестве и характеризуются мелкими (по сравнению с зернами в фосфоритовых пластах) размерами.

На участках Кистас и Герес разрез начинается сланцевой пачкой ФГ. Там, где под ней присутствует нижняя фосфоритовая пачка (Джанытас, Коксу), граница между ними неотчетлива. Нижняя часть сланцевой пачки местами более карбонатна, чем верхняя. Фосфоритовые прослои повышенной мощности распределены или симметрично — внизу и вверху — или тяготеют к верхней части. Все фосфориты в сланцевой пачке содержат 10—20% песчинок кварца, свежих полевых шпатов и слюдистых сланцев.

Тип б) сланцевой пачки характеризуется тем, что в нем, наряду с серицитово-кремнистыми сланцами, обычными для типа а), широко развиты кремнистые фосфориты, переходящие в чистые силициты. Это тонкое чередование карбонатных и кремнистых фосфоритов, карбонатно-кремнистой породы, силицитов и олигомиктовых алеврито-кремнисто-серицитовых сланцев. Такие пакеты (мощностью в несколько метров) могут чередоваться с существенно фосфоритовыми пакетами, содержащими лишь тонкие прослои фосфатно-кремнистых сланцев. Глинистого материала в этом типе заметно меньше, чем в типе а), хотя горизонтально-тонкослойчатая текстура сохраняется.

Тип в) отличается резким преобладанием силицитов, особенно спонголитов. Внешне эти породы не отличаются от пород кремневого горизонта, и лишь при внимательном рассмотрении обнаруживается присутствие заметного количества фосфата и глины.

На месторождении Чулактау пачка имеет мощность 1,5—5 м и представляет собой переслаивание кремней и кремнистых фосфоритов. В опубликованных описаниях [108, с. 18—19; 32, с. 44] присутствие в данной пачке (именующейся фосфатно-кремневой) глинистых или серицитовых сланцев не отмечено. По положению в разрезе и характеру вмещающих пород фосфатно-кремневая пачка Чулактау хорошо коррелируется с аналогичной пачкой месторождения Джилан.

На Джилане (*3—8*) данное подразделение обладает рядом интересных особенностей. Оно залегает здесь на карбонатно-фосфоритовой пачке мелкозернистых неровноплитчатых темно-серых с зеленоватым оттенком пеллетных карбонатных фосфоритов (нижняя фосфоритовая пачка), в верхней части которой отмечаются текстуры оползания: почти вертикально загнутые слойки, огибающие крупные (до 2—3 дм в поперечнике) комья зернистого фосфатного материала. На ее неровной поверхности залегает пачка черных фосфатно-кремнистых пород. Пачка имеет своеобразную текстуру: она состоит из капле- и линзоподобных, а также эллипсообразных (со вздутиями и вмятинами) тел массивных черных тонкозернистых и афанитовых пород, между телами которых заключены огибающие их тонкие (0,5—1,5 дм) слои тонкослоистых, листоватых более светлых пород, представляющих собой глинисто-кремнистые сланцы (рис. 43). Линзообразные выделения массивных темных пород имеют слоистую текстуру и представляют чередование спонголитов, кремнистых фосфоритов и фосфатных доломитов (иногда вторичных по спонголитам). Слои в массивных выделениях спиралевидно закручены; округло-линзообразные массивные тела представляют собой роллы фосфатно-спонголитового материала, разделенные тонкими глинистыми прослойками, по которым, очевидно, происходило оползание слоев, сминающихся в роллы (рис. 44). Подобная ролловая текстура оползания очень сходна с текстурами, наблюдаемыми в верхней половине КГ, также состоящей из спонголитов и глинисто-фосфатных прослоев.

Спонголиты сланцевой пачки Джилана представляют микроскопическое чередование чистых спикуловых слойков волокнистой текстуры с фосфатными и глинисто-кремнистыми. Первичная тонкослоистая текстура осложнена процессами доломитизации и окремнения. В слоях глинистых сланцев мощностью до 1—1,5 дм видны наложенные кремневые, эллипсоидальные в сечении, конкреции (рис. 45).

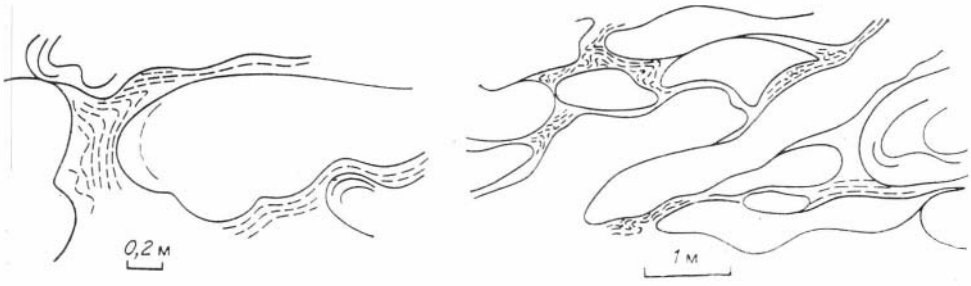


Рис. 43. Оползневое строение сланцевой пачки на месторождении Джилан. Роллы и линзоподобные образования из спонголитов и окремненных пеллетных фосфоритов с глинисто-кремнистыми слойками между ними.

В верхней части сланцевой пачки на Джилане отмечен слой зеленых кремнево-глинистых пород. Картина оползших и скатанных в роллы спонголитовых и глинисто-фосфатных слоев наблюдается не везде. Местами вся пачка или часть ее сохранила нормально-слоистое строение, слои массивных спонголитов толщиной 2—4 дм чередуются с подчиненными (0,5—1 дм) слоями глинистых сланцев. Такая нормально-слоистая текстура на расстоянии в несколько десятков метров может переходить в оползневую.

На участке Джилан, видимо, располагалась банка с губковыми зарослями.

Тип г) сланцевой пачки выделяется предположительно. Дело в том, что на месторождении Аксай фосфоритовый горизонт, как было сказано, не обнаруживает трехчленного строения. Выше КГ, который здесь необычайно обильно насыщен глинисто-фосфатными слойками, выделяется фосфатно-кремневая пачка [32, с. 57]. Выше нее следует мощная (до 20—25 м) пачка карбонатных фосфоритов, содержащая внизу (не на всем протяжении участка) слой конглобрекчии с галькой фосфоритов, карбонатов и кремней. Кремневый горизонт здесь необычен тем, что он не подразделяется на две части, как везде, а над ним следует конгломерато-брекчия. Последняя очень сходна с конгломерато-брекчией, которая наблюдается выше сланцевой пачки на Джилане и простирается до участка Кыршабакты-III. Возможно, что на Аксае мы имеем не КГ, а «верхние кремни», по В. Н. Холодову [118], т. е. аналог сланцевой пачки типа в). Тогда весь ФГ Аксая и Тьесая представляет аналог лишь верхней фосфоритовой пачки. Если считать, что текстура конглобрекчиевого слоя связана со вторичным окремнением, то такая корреляция предпочтительнее.

Таким образом, тип г) сланцевой пачки представляет собой существенно фосфоритовый разрез (пеллетно-оолитовых фосфоритов), где фосфоритовые слои через 1—3 дм переслаиваются с тонкими (в 0,5—2 см толщиной) слойками и примазками глинистого материала с песчанистыми присыпками и часто пронизаны ходами илоедов. В связи с этим следует заметить, что в глинистых слоях сланцевой пачки типа а) и б) ходы илоедов встречаются реже. На северо-западном фланге месторождения Аксай сланцевый слой мощностью всего в 0,6 м начинает

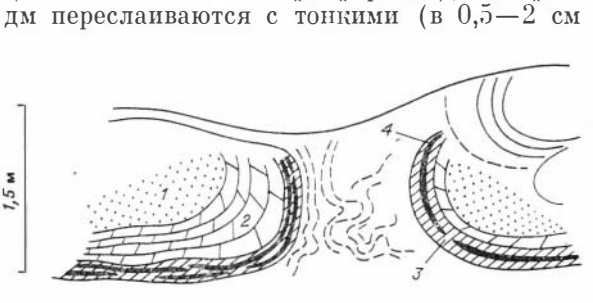


Рис. 44. Роллы в сланцевой пачке месторождения Джилан, сложенные чередованием микрозернистых фосфоритов (*1*), доломита (*2*), кремнистого фосфорита (*3*), силицита (*4*).

Рис. 45. Наложенное на глинисто-кремнистый сланец окремнение в прослое из сланцевой пачки на месторождении Джилан, 1 : 20.

разрез продуктивного горизонта, а в его средней части фосфорит содержит большое количество глинистых корок. Аналогичный тип разреза наблюдается местами на участке Аралтюбе (скв. 8).

Тип д) зафиксирован только на двух сильно сокращенных разрезах Коктала (*22*) и Актаса (*2*). Это маломощные (2—3 м) слои фосфатных глинистых сланцев с обильной примесью зерен кварца алевритовой размерности. Аналогичный разрез сокращенной сланцевой пачки наблюдается на участке Беркуты Северный (*1*). Таким образом, этот тип характеризует наиболее окраинные части КФБ.

3. Верхняя (главная) фосфоритовая пачка (ВФ) является наиболее выдержанной частью ФГ. Возможно, эта выдержанность обусловлена тем, что на ряде участков ФГ не подразделяется отчетливо и любые фосфоритовые слои здесь принимаются за верхнюю пачку. Однако в большинстве случаев фосфориты верхней пачки имеют определенную индивидуальность и опознаются как по составу, так и по положению в разрезе между другими горизонтами.

Фосфориты верхней пачки в основном представлены высококачественными зернистыми пеллетными и зернисто-оолитовыми разностями, а также псаммитовыми и неравномерно-псаммитовыми. Встречаются неявнозернистые разности сгустковой или сферолитовой структуры. В низах, в середине и в верхах пачки на некоторых участках прослеживаются выдержанные слои грубокластических фосфоритов: конгломератов, конглобрекчий и гравелитов. Часто верхняя фосфоритовая пачка карбонатна: фосфориты имеют карбонатный цемент либо пачка насыщена послойно ориентированными включениями (от линзослойковой до очень неправильной формы) существенно доломитового состава, почти лишенными фосфата. На относительно небольшом количестве участков верхи пачки заметно или даже значительно окремнены. В некоторых разрезах верхней пачки отмечаются прослои фосфатно-кремнистых сланцев, сходных с аналогичными образованиями из сланцевой пачки. В целом состав верхней пачки, как отмечается в работе [32, с. 59, 88, 105], подвержен иногда значительным изменениям, как и прочие части ФГ. Причем, судя по приводимым материалам, нет уверенности в том, что эти изменения определяются только изменчивостью по простиранию синхронно отложенных слоев. Есть основания полагать, что нередко изменчивость верхней пачки обусловлена выпадением или появлением тех или иных слоев.

Как видим (рис. 46), месторождения КФБ по мощности верхней фосфоритовой пачки можно разделить на три группы: а) месторождения с мощностью верхней пачки до 3 м; б) месторождения, где мощность верхней пачки составляет до 6 м; в) промышленные участки с мощностью верхней пачки 15—20 м, редко менее 5 м. Последнюю группу характеризуют и максимальные вариации, с ней связаны максимальное значение мощности и выдержанность сланцевой пачки.

Корреляция мощности состава верхней пачки не установлена. Более ясна ориентировка групп в плане: максимальные мощности наблюдаются во внутренней зоне КФБ, минимальные — по ее дальней периферии. Таким образом, можно сказать, что главная залежь продуктивного горизонта представляет собой линзообразное в поперечном сечении тело с пережимами и вздутиями на его северо-западном простирании.

В работе [110, с. 129] говорится о трансгрессивном характере залегания верхней фосфоритовой пачки на нижележащих слоях. Подтверждением этого является наличие в ее основании слоя конгломератов (участки Аксай, Тьесай, Актас, Джилан, Карашат, северо-западный

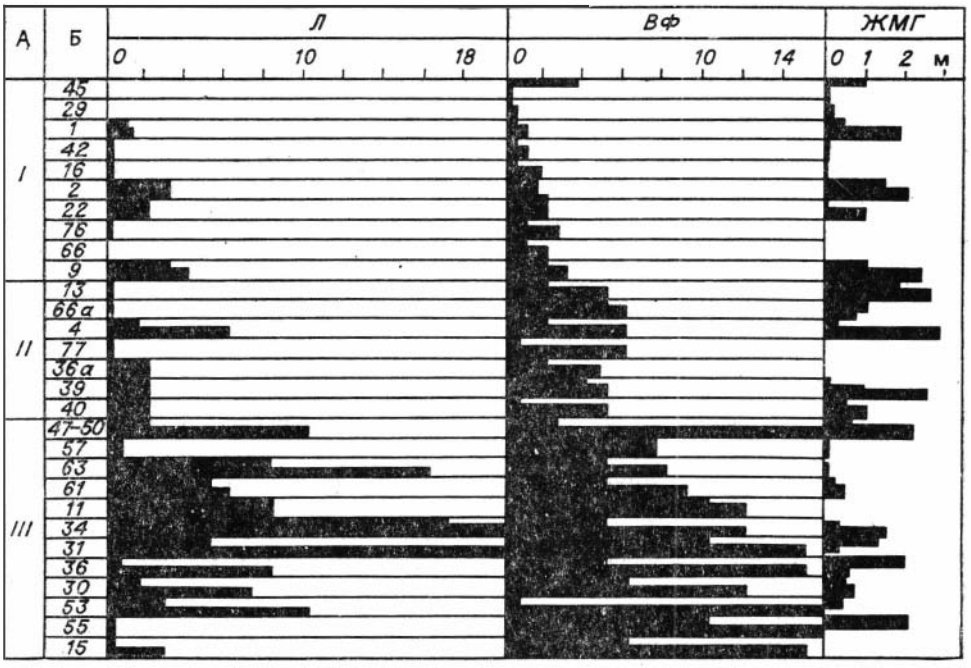


Рис. 46. Гистограмма мощностей (в м) сланцевой (СЛ), верхней фосфоритовой (ВФ) пачек и железомарганцевого горизонта (ЖМГ).
А — группы месторождений, *Б* — номера разрезов (см. рис. 1).

фланг Кыршабакты-III, Кыршабакты-II, Тогузбай, Чулактау-I, кое-где на участках Кесиктюбе и Актум). На Джилане в этом базальном для пачки конгломерате, который, неоднократно выклиниваясь, может продолжаться на существенные расстояния (до 20—30 км), фиксируются галька и валуны спонголитов с фосфатными прослоями из нижележащей сланцевой пачки, обломки разнообразных фосфоритов. Наполнителем для обломков служит карбонатно-фосфатный песок.

С этим слоем базальной конглобрекчии коррелируется слой кремнево-фосфоритовой конглобрекчии, залегающей на месторождении Аксай в основании ФГ или на 0,5—0,8 м выше кровли КГ. Ее мощность от 2 до 10 м. Конгломерато-брекчия сложена разнообразной величины обломками темно-серых карбонатных и богатых пеллетных и пеллетно-оолитовых фосфоритов, зеленых туффито-алевритов из подстилающей курганской свиты и черных (а также бурых и розовых) силицитов с причудливыми остроугольными очертаниями и черными выделениями кремней, разъеденных доломитизацией (рис. 47). Связующей массой является карбонатно-фосфатная порода — оолитово-пеллетный фосфорит с доломитовым цементом. Местами конгломерато-брекчия слоиста. По простиранию обломочный материал может заметно мельчать, вплоть до псаммито-гравелитовой размерности, вместе с тем сокращается и мощность слоя. Данная конгломерато-брекчия, возможно, представляет собой результат оползаний окремненного фосфоритового конгломерата, впоследствии подвергшегося интенсивному процессу карбонатизации [39, с. 94—95, 100]. В то же время заметное присутствие материала из каройского комплекса говорит о размыве островов суши в начальный период массового фосфоритообразования.

С описанной аксайской конгломерато-брекчией логично связать конгломератовый слой, наблюдающийся в основании или на 0,5—2 м выше подошвы ФГ на соседнем с Аксаем месторождении Тьесай. По составу он почти аналогичен аксайской конглобрекчии и отличается от нее отсут-

Рис. 47. Реликты кремневых выделений (*1*) в аксайской конгломерато-брекчии, *2* — доломитовый пеллетный фосфорит, 1 : 10.

ствием обломков каройских пород, хорошей окатанностью галек. Сближает их характерное окремнение галек фосфорита, создающее впечатление присутствия кремневой гальки.

На Карашате (*13*) в верхах верхней фосфоритовой пачки залегают очень примечательные зеленые глинисто-кремнистые афанитовые породы, обильно насыщенные примазками и невыдержанными тонкими линзо-слойками фосфатных пеллет. Этот маркирующий слой зафиксирован и в центральной части участка Джилан (*6—7*). Соотношение конглобрекчии и этого «зеленого маркера» в треугольнике Джилан — Карашат — северо-западный фланг Кыршабакты-III (*66*а) позволяет заметить, что верхняя фосфоритовая пачка здесь в кровле размыта местами с выпадением большей ее части (рис. 48).

Выше маркирующего слоя конглобрекчии на Джилане и Карашате залегает мелкоплитчатый зеленовато-серый фосфорит. На месторождениях с мощными разрезами такой фосфорит чаще всего встречается не выше нижней половины верхней фосфоритовой пачки; что также подтверждает размыв на поздних этапах времени накопления пачки.

Переход верхней фосфоритовой пачки к вышележащим отложениям часто происходит через фосфоритовые конгломераты и гравелиты. Этот слой содержит также поверхности размывов, но последние не выделяются глубиной или резкостью. При определении кровли верхней пачки следует различать грубокластические отложения с преобладанием фосфоритового материала, который нередко имеет также преимущественно фосфатный цемент, от фосфоритовых конгломератов и гравелитов, в которых преобладает карбонатный материал, нередко слагающий самостоятельные прослои, мелкие выделения, биогермы. В последнем случае мы уже имеем дело с базальным слоем железомарганцевого горизонта, покрывающего ФГ.

В той группе месторождений, где верхняя фосфоритовая пачка имеет незначительную мощность, можно различить согласно диаграмме мощностей (см. рис. 46) две подгруппы: с двух- и трехчленным строением продуктивного горизонта (там, где присутствует сланцевая пачка), и с недифференцированным разрезом. В последней подгруппе трудно, как уже отмечено, решить вопрос — имеем ли мы дело с одной верхней пачкой, или с полным аналогом продуктивного горизонта. К таким относятся участки Тамды, Кыршабакты-II, Котрбулак, Джетымчоку, частично Аралтюбе и некоторые другие. Все они расположены на юго-западной и южной периферии зоны фосфатонакопления. В центральной же полосе на поднятии в районе Карашат — Джетымтал — Кыршабакты-III сокращенные разрезы ФГ, благодаря конглобрекчиевому слою и слою зеленых фосфатно-глинистых сланцев, отчетливо коррелируются только с верхней фосфоритовой пачкой (см. рис. 48). В остальных же случаях остается предположить, что здесь тоже присутствует только верхняя пачка, из соображений об общем трансгрессивном характере залегания как ФГ, так и всей нижней части тамдинской серии. В качестве примера такого сокращенного разреза верхней фосфоритовой пачки следует привести разрезы участков Тамды (*28—29*) и Кыршабакты-II (*41—42*).

На месторождении Тамды максимальная мощность ФГ достигает 4,5 м, и на коротком расстоянии (в несколько десятков метров) горизонт может выклиниваться до 2—3 дм. В раздувах фосфорит песчано-конгломератовый или пизолитовый. Обломки мелкопеллетных фосфоритов в конгломерато-брекчиях смешаны местами с обломками зеленых туффов

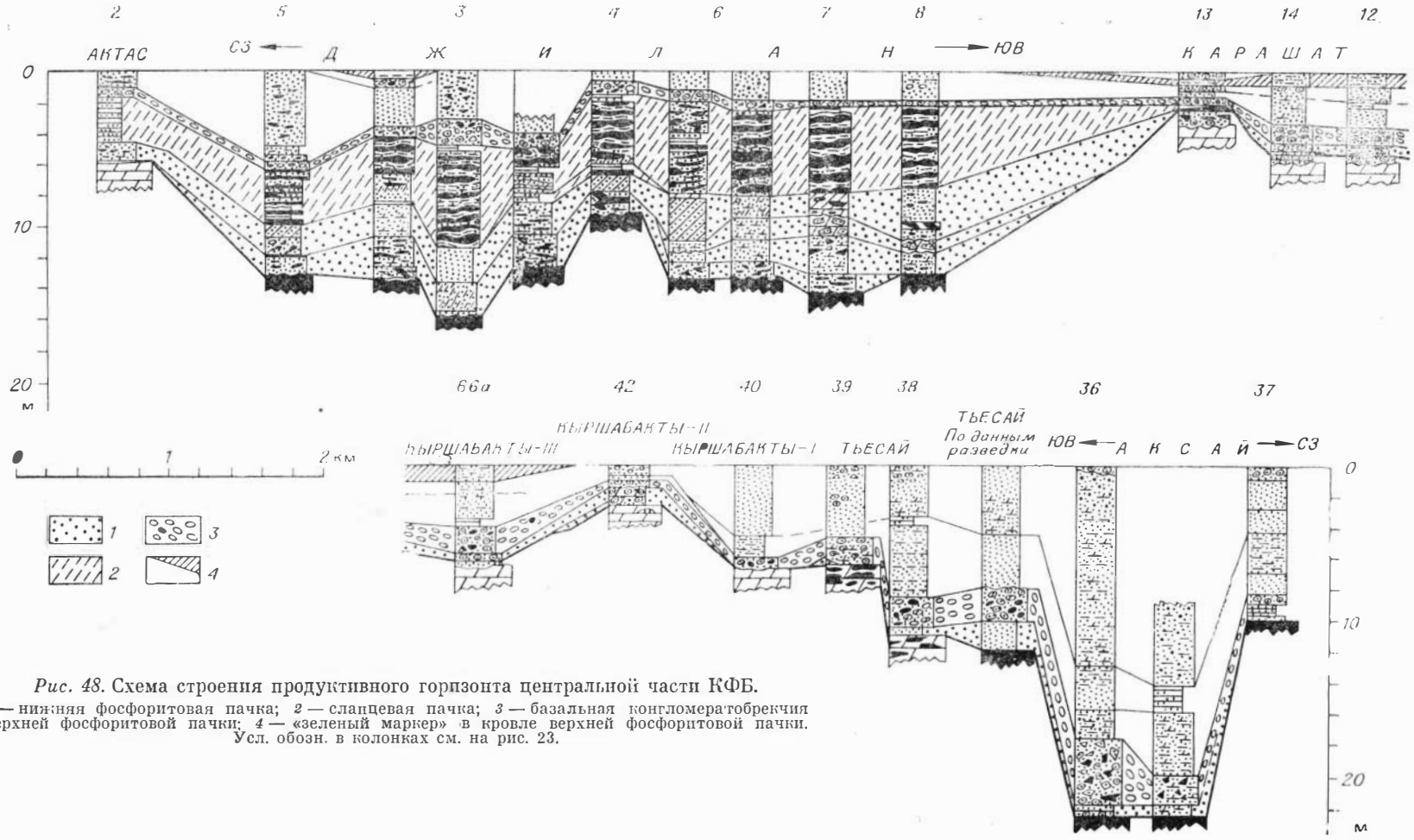


Рис. 48. Схема строения продуктивного горизонта центральной части КФБ.

1 — нижняя фосфоритовая пачка; *2* — сланцевая пачка; *3* — базальная конгломератобрекчия верхней фосфоритовой пачки; *4* — «зеленый маркер» в кровле верхней фосфоритовой пачки. Усл. обозн. в колонках см. на рис. 23.

курганской свиты и погружены в песчаный материал кварцево-фосфатного состава, который в значительной мере доломитизирован. Среди конгломератовых слоев встречаются маломощные (1—2 дм) прослои кварцево-фосфатных песчаников с кремнистым или карбонатным цементом, песчанистых доломитов. В пункте с максимальной мощностью фосфоритового слоя (4 м) нижняя его половина существенно окремнена, это мелкогалечный конгломерат-гравелит из фосфоритовых обломков в массе из кварцево-фосфатного песка. Верхняя половина слоя представляет такую же породу. Различие состоит в том, что ожелезнение, развивающееся здесь по всему ФГ, в верхней половине слоя более интенсивно.

На тех участках месторождения Тамды, где ФГ сильно сокращен (до 0,2—0,7 м), крупнообломочный материал исчезает и остается только фосфоритовый гравий с отдельными более крупными обломками. Кровля ФГ повсеместно хорошо маркируется слойком (до 10—30 см) доломита с тончайшей строматолитовой текстурой, хорошо видной невооруженным глазом. Между этим строматолитовым доломитом, являющимся аналогом железомарганцевого горизонта, и интенсивно окремненным доломитом, подстилающим фосфорит, залегает то дециметровый слоек фосфорита гравийной текстуры, то доломит с мелкими (сантиметры в длину) примазками, линзо-слоечками афанитового фосфата и плоской галькой фосфата, то яснослоистый ожелезненный доломит с рассеянными примазками и рассеянными зернами фосфата, то тончайшеслоистый афанитовый фосфорит с примазками доломита послойно ориентированной, но неправильной формы. Иногда, в раздувах, верхняя часть ФГ представлена валунной брекчией из доломитовых обломков, заключенных в кварцево-песчанистом доломитовом цементе, обильно насыщенном фосфатным гравием и пеллетами; нижняя часть представляет собой доломит, обильно насыщенный галечкой фосфорита со спикулами и обломками фосфатных раковинок хиолительминтов.

На юго-восточном фланге месторождения Тамды (на шоссе против столба на 94-м километре от Джамбула) разрез фосфоритовой серии имеет мощность 1,2 м. Над окремненным фосфатным зеленовато-серым «нижним доломитом» (доларенитом) без каких-либо четких границ следует 15-сантиметровый слой серого доломита с примазками доломита фосфатного (с фосфатными пеллетами); этот слоек заканчивается вверху 3-сантиметровым фосфоритовым гравелитом на доломитовом цементе. Выше расположен 25-сантиметровый слой сплошного черно-бурого фосфорита, представляющего плотно уложенные в доломитовом и фосфатном цементе галыки фосфорита и пеллеты фосфата.

Еще выше находится 10-сантиметровый слой фосфатного гравия в доломите, а затем 1 м доломита, насыщенного на 30—50% выделениями фосфата причудливой формы, придающими слою внешне брекчиеподобную текстуру. В верхней трети отмечается интенсивное окремнение этого слоя, где фиксируется заметная примесь спикул, замещенных фосфатом и доломитом.

Таким образом, на участке сокращенного разреза предположительно верхней фосфоритовой пачки наблюдается заметное разбавление фосфатного материала карбонатным, псефитовые текстуры, обилие песчаного (кварцевого) материала, а также заметное количество глауконитовых зерен. В пунктах месторождения Тамды, где разрез ФГ не слишком «сжат», видно, что верхняя его часть более карбонатная, что характерно почти для всех разрезов верхней части ФГ.

При этом, надо особо отметить, фосфорит здесь залегает как обычно — между «нижним доломитом» и ясно выраженным «железомарганцевым горизонтом», на котором лежит «бурый доломит».

Аналогичная картина наблюдается и на месторождении Кыршабакты-II (*42*), где тоже четко выражены покрывающие фосфорит железомарганцевый горизонт, «бурый доломит» и НД, подстилающий фосфорит

(здесь очень обильно насыщенный песчано-алевритовыми зернами и обломками из материала нижележащих зеленых курганских туфов). В прослое фосфорита (1,5 дм — 1 м) различается «базальный» тончайшеслоистый фосфорит (с линзочками-присыпками спонголита) — точно такой же, как в основании КГ, а выше следует фосфатно-карбонатный материал, представляющий или тонкое (сантиметровое) переслаивание пеллетного фосфорита с доломитовыми слойками, или доломитово-фосфоритовый гравелит на доломитовом цементе. В самой верхней части ФГ здесь залегает более мощный (относительно слойков в доломитово-фосфоритовой части) слоек фосфорита гравелитовой текстуры с примесью кварцевых зерен.

Получается, что периферические разрезы ФГ, сокращаясь, обогащаются песчаным терригенным материалом, кластикой синхронных и подстилающих пород, содержат глауконит, обломки раковин и обогащаются карбонатной примесью.

Переход фосфоритового горизонта в карбонатный по простиранию виден и на противоположном, северо-западном окончании КФБ — на участке Бабааты и Караултюбе.

На участке Бабааты максимальная мощность фосфоритового слоя, которую удалось наблюдать,— 3,5 м (западнее р. Бабааты). Слой быстро выклинивается в юго-восточном направлении. Залегает на размытой поверхности НД. Он представлен чередованием разнообразных (пеллетно-оолитовых, афанитовых и т. д.) фосфоритов, содержащих также обломочки раковинок хиолитов и брахиопод. Цемент доломитовый. Присутствует также доломитовая и кремневая галька, зерна микрокварцитов. Фосфоритовый кластогенный слой выклинивается в брекчиеобразно-комковатом сером массивном доломите, который и покрывает его. Таким образом, данный слой фосфорита является как бы базальным выдержанным горизонтом вышележащей толщи доломитов. Местами это — брекчия с фосфоритовыми обломками в доломите. Как и на участке Тамды, фосфорит здесь по простиранию переходит в доломит. Решить вопрос о том, является ли данный фосфорит аналогом верхней фосфоритовой пачки или же относится к вышележащему уровню, пока трудно.

Геологами Джанытасской экспедиции на участке Бабааты обнаружен фосфорит, представляющий собой ракушняк из остатков мелких брахиопод. Здесь установлен только один слой фосфорита, и не исключено, что данная находка относится к вышеупомянутому слою, что может укрепить предположение о более молодом его возрасте, так как для кровли «бурого доломита» характерен именно биокластический фосфорит. Однако внешний облик бабаатинского фосфорита на участке его выклинивания чрезвычайно схож с обликом самого верхнего слоя из верхней фосфатной пачки на участках Аткум и Кесиктюбе.

Еще более интересен разрез на участке Караултюбе, несколько проливающий свет на бабаатинский разрез. Здесь, на слое «розового доломита» кыршабактинской свиты, содержащего мелкие линзы фосфата, залегают: 1). Черный доломит с примазками гематита. Доломит этот (0.8 м) содержит заметное количество кварцевых, хорошо окатанных зерен (прослоечками в доли миллиметра и миллиметры) и густо насыщен фосфатными обломками беззамковых брахиопод и незначительным количеством фосфатных пеллет. Слой можно назвать почти ракушняком. 2). Над этим слоем залегает тонкослоистый черный доломит (доларенит) мощностью 2,5 м. В нижней четверти он в заметном количестве содержит кварцевый неокатанный песок, фосфатные пеллеты и фосфатные обломки брахиопод. В средней и верхней части слоя этих компонентов становится явно меньше. Часть доломитовых пеллет имеет фосфатные оторочки. 3). Еще выше залегает мелкослоистый темно-серый песчаный и глинистый доломит, содержащий заметное количество гидроокислов железа, развивающихся за счет пирита. Мощность слоя около 5 м. 4). Выше следует 1,5-

метровый слой массивного черного доларенита, или пеллетного доломита, довольно чистого, с незначительным количеством кварцевых зерен и мелких замутненных бурых фосфатных пеллет (переотложенных).

Нижнюю часть описанного разреза (слой 1), вероятнее всего, надо коррелировать со слоем фосфорита на участке Бабаата. Что же касается вышележащих черных доларенитов, то решающим является то, что они кроются сильно ожелезненными кварцевыми песчаниками на доломитовом цементе, мощностью 6 м, и в основании имеют метровый слой карбонатного кварцевого песчаника, который из всех пород этого разреза максимально ожелезнен. Поэтому его можно сопоставлять с железомарганцевым горизонтом, а вышележащий песчаник — с «бурым доломитом». Об этом еще будет речь ниже. Здесь же надо констатировать, что между этими двумя довольно характерными маркирующими горизонтами зажата пачка черных и темно-серых (тонко- и мелкочередующихся с более светлыми) доларенитов, которая в нижней части содержит обилие фосфата и в целом фосфатна вся.

Ее можно считать аналогом верхней фосфоритовой пачки. Таким образом, на периферии КФБ фосфоритовый горизонт по простиранию переходит в фосфатные запесоченные доломиты, по структуре сходные с фосфоритами (пеллеты с фосфатными оторочками).

О типах разрезов продуктивной части чулактауской свиты

Схемы распределения качеств и мощностей чулактауской свиты в объеме (КГ+ФГ) представлялись в работах [105, 110, 118]. Там выделяется пять комплексов пород фосфоритоносной толщи Каратау [110, с. 176]. Наиболее сокращенные разрезы представлены фосфоритовыми конгломератами (I тип). Затем следуют разрезы средней мощности, где количество конгломератов (внизу и вверху) сокращается, а середина разреза заполняется в различной мере зернистыми фосфоритами (II и III типы). Наконец, IV и V типы разрезов ФГ имеют двух- и трехчленное строение за счет появления фосфатно-сланцевой пачки. Трехчленные разрезы трактуются как почти законченный микроцикл морской трансгрессии [110, с. 177]. Моменту максимального углубления этой части бассейна соответствуют отложения фосфатно-сланцевой пачки, вслед за чем следует регрессивный этап. Первый и второй комплексы относятся к отложениям прибрежно-волновой зоны и соответствуют самым верхним слоям верхней фосфоритовой пачки. На карте литофаций и изопахит, а также на картах распределения в разрезе P_2O_5 и нерастворимых примесей [110, рис. 24—26] в районе крупных месторождений северо-западной части КФБ отчетливо вырисовывается область максимального углубления и фосфоритонакопления, окаймляющаяся с трех сторон менее погруженными участками — средних и совсем мелких глубин моря. На фоне этой мелководной полосы локализуются отдельные пятна прогибов Аксайского и Чулактауского месторождений.

Примерно такая же картина, только более схематичная, была построена В. Н. Холодовым [118, фиг. 18], выделившим почти те же пять типов разрезов ФГ с примерно таким же распределением полных и сокращенных разрезов. В обоих случаях намечается выклинивание ФГ по юго-западному краю КФБ на северо-восточной периферии. На северо-востоке, однако, первичное выклинивание отчетливо видно только на участках Беркуты Северный — Актас, а в юго-восточной суженной половине КФБ соответственное крыло КФБ перекрыто девоном-карбоном и здесь же расположены в виде двух пятен-заливов Аксайский и Чулактауский участки повышенных мощностей, имеющих трехчленное строение.

По-разному группируя разрезы ФГ, например объединяя участки Джилан и Чулактау-I, как это сделано В. Н. Холодовым [118], или же считая их довольно различными, как это сделали бы мы, можно получать

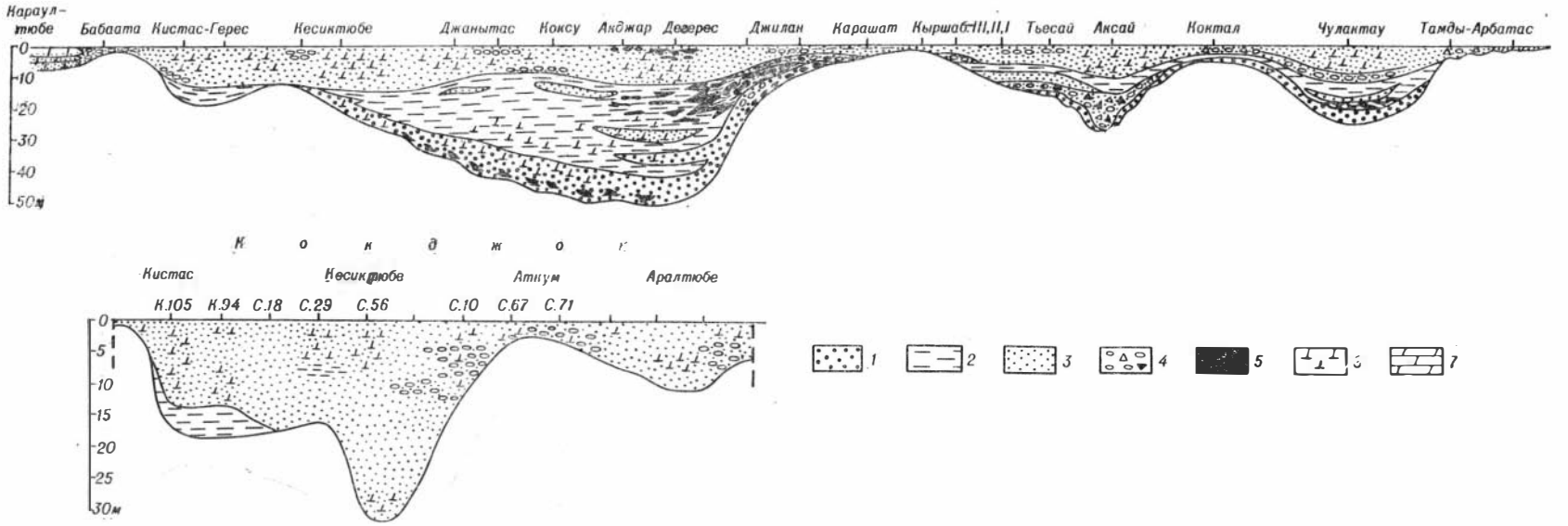


Рис. 49. Схема строения продуктивного горизонта КФБ.

1 — фосфориты нижней пачки; *2* — сланцевая пачка; *3* — фосфориты сланцевой и верхней пачек; *4* — галечники и обломки фосфатные; *5* — кремни, окремненные участки; *6* — существенно-карбонатные фосфориты; *7* — доломиты; К.105 — обозначения разрезов по канавам; С.18— то же, по скважинам.

несколько отличающиеся распределения видов разрезов, но принципиальная картина очевидна во всех случаях; максимальный прогиб в осевой части северо-западной половины КФБ с отдельными прогнутыми участками в юго-восточной части и ступенчатый переход к области выклинивания и первичного отсутствия ФГ в районе Большекаройской долины и Кокджотского поднятия.

По схеме строения ФГ (рис. 49) видно, что во время отложения фосфоритов происходило заполнение углублений ложа с выклиниванием более древних пачек к бортам этих углублений. На выступах и по их периферии фосфоритные отложения грубеют, в них ярче проявляется образование оолитовых оторочек вокруг песчинок и галек. Глинистые слои сланцевой пачки на выступах сменяются отложениями губковых зарослей — спонголитами (Джилан, Чулактау-1). В области выклинивания фосфоритов они могут латерально сменяться доломитами. Нижняя и верхняя фосфоритовые пачки, а также фосфатно-сланцевая представляют собой отложения относительно самостоятельных циклов осадконакопления. При этом нижняя фосфоритовая и сланцевая пачки входят в один более крупный этап прогрессивного погружения с последующим размывом, а верхняя пачка трансгрессивно залегает на отложениях этого предыдущего этапа, образуя как бы самостоятельный подцикл по схеме погружение — воздымание. В ее основании наблюдаются типичные базальные конгломерато-брекчии с материалом разрушения ложа, а в кровле — конгломераты и гравелиты регрессивного плеча, слагаемые материалом перемыва фосфоритов при обмелении, с карбонатным цементом, в котором местами различаются мелкие строматолитовые постройки.

Железомарганцевый (ушбасский) горизонт (ЖМГ)

Почти повсеместно, даже в разрезах с очень сокращенной продуктивной пачкой, фосфориты покрываются маломощным своеобразным горизонтом преимущественно карбонатного состава. Породы его имеют строматолитовые, онколитовые и кластогенные текстуры, насыщены органическими остатками, чаще всего в виде обломков раковинок и брахиопод. Обычно горизонт выделяется на фоне вмещающих отложений бурой, черной и красной окраской, так как его породы интенсивно пропитаны гидроокислами железа и марганца. Окраска и четкие строматолитовые текстуры делают данный горизонт хорошим маркером, хотя он малоустойчив при выветривании.

Первоначально этот горизонт, имеющий мощность не более 2—5 м, назывался «горизонтом карбонатно-железомарганцевых пород» [5]. Ожелезнение и омарганцевание считалось результатом вторичных процессов, так как соответственные минеральные выделения в нем развиваются по биогенным текстурам.

П. Л. Безруковым была отмечена «крайняя невыдержанность» железомарганцевого горизонта и приуроченность преимущественно к Малокаройской долине и к полосе, примыкающей к ней с северо-востока, при почти повсеместном отсутствии их по юго-восточной окраине КФБ. Отсюда был сделан вывод о полном несовпадении центров накопления фосфатных и железомарганцевых осадков [7, с. 34].

Нашими работами установлено, что подобное заключение не совсем соответствует действительности. Как и все осадочные пачки КФБ, железомарганцевый горизонт не распространен сплошным слоем по району, но его присутствие зафиксировано на всех фосфоритоносных участках. Мощность его нигде не превышает 3 м; нередко горизонт сокращен до 1—3 дм. Естественно, что при этом его легко потерять, особенно если учесть, что в ряде случаев горизонт представлен карбонатными конглобрекчиями и лишился своего типичного облика. Не удалось обнаружить ЖМГ или его явные аналоги только на участках Аралтюбе (*15*),

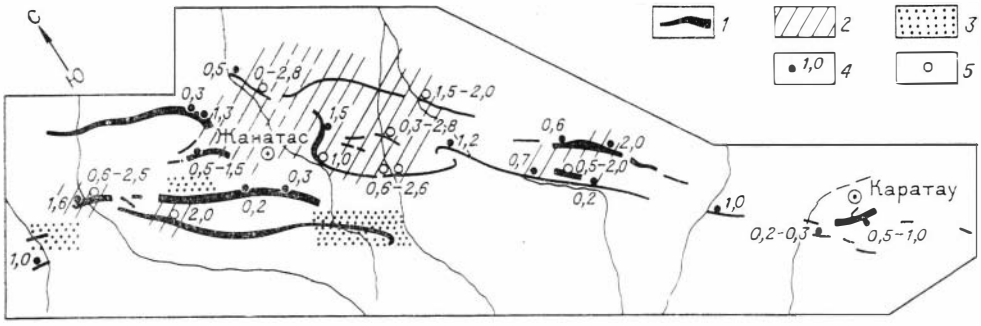


Рис. 50. Распределение по КФБ железомарганцевого горизонта.
1 — выходы продуктивного горизонта (утолщение пропорционально запасам руд); *2* — области максимальных мощностей ЖМГ; *3* — области отсутствия ЖМГ в разрезе; *4* — пункты, где зафиксировано только присутствие ЖМГ и его мощность; *5* — пункты с хорошо и полно выраженным разрезом ЖМГ.

Аткум (*16*) и на северо-западном фланге месторождения Джанытас (*56*, *57*). Однако на многих участках можно найти пункты, где горизонт выпадает или же не опознается, как, например, на месторождении Коксу, Кескиктюбе. Так что очень возможно, что «отсутствие» ЖМГ — результат неполноты наблюдений.

Распределение мощностей горизонта почти не коррелируется с распределением пунктов максимального и минимального фосфатонакопления (рис. 50). Можно заметить, что многие крупные месторождения (Джанытас, Коксу, Акджар — Дегерес, Чулактау-I, отчасти Аксай) характеризуются малыми мощностями горизонта, хотя из этого есть исключения (Герес, Аксай, Кескиктюбе, Тьесай). Скорее следует признать независимость распределения мощностей ЖМГ и ФГ. Горизонт распространен по КФБ практически повсеместно, но может менять мощность от почти полного выклинивания до 2,8 м. Бóльшей, чем 2,8 м, толщины горизонта нигде не зафиксировано. Распределение мощностей, таким образом, оказывается более или менее случайным, что становится понятным из характеристики облика этого слоя.

Однако можно наметить такую область, где ЖМГ выражен наиболее ярко и имеет максимальные мощности, хотя на этих же участках может сильно сокращаться (см. рис. 50). Это область центральной полосы КФБ — участки Беркуты, Джилан, Карашат, Акджар, Кыршабакты и Аксай, отчасти периферийные участки — Актас, Беркуты Северный, Герес, Кескиктюбе. Наиболее хорошо и полно горизонт выражен на Джилане и Карашате. С них и начнем его описание.

Нижняя граница ЖМГ проводится по кровле самого верхнего фосфоритового пласта, где фосфорит кроется существенно карбонатной породой. В ряде мест верхи фосфоритовой пачки выражены пеллетными фосфоритами, или мелкогалечными фосфоритовыми конгломератами, имеющими доломитовый цемент, а также отдельные линзочки, включения неправильной формы и слойки доломита. Эти части легко спутать с низами ЖМГ, где также часто наблюдается обилие фосфатного материала — включения фосфоритовых галек или фосфоритовые прослои. Ведущим отличием ЖМГ от доломитов продуктивного горизонта является отчетливая строматолитовая или крупноонколитовая текстура.

Как было сказано, самые верхи верхней фосфоритовой пачки часто представлены карбонатно-фосфоритовыми породами (фосфатными песчаниками, гравелитами и конгломератами с доломитовым цементом). На Джилане (*4*, *5*, *6*) эти карбонатно-фосфоритовые псефиты верхней пачки отделены от аналогичных по составу псефитов ЖМГ маркирующим зеленоцветным слоем глинисто-кремнисто-фосфоритового состава. В ряде разрезов этой центральной части КФБ (Джилан, Карашат, Кыр-

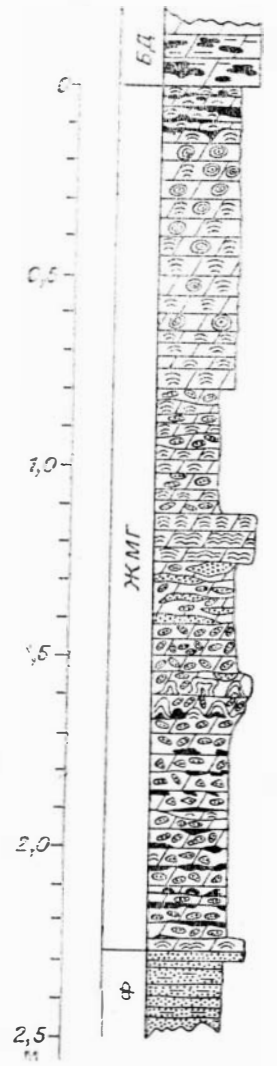


Рис. 51. Колонка типично выраженного ЖМГ, месторождение Джилан (*5*). Усл. обозн. см. рис. 23; Ф — верхняя фосфоритовая пачка, БД — «бурый доломит».

шабакты-III) ЖМГ лежит на этом «зеленом маркере». Внимательное изучение показывает, что карбонатно-фосфоритовые породы ЖМГ имеют строматолитовую текстуру с самого низа (рис. 51). В нижней части горизонта встречаются только очень мелкие и изолированные биогермы-бугорки (до 2—5 см в высоту). Некоторые из них окремнены. В средней части преобладает мелкостолбчатая биогермная текстура с очень тонкими слоевищами (рис. 52). В верхней части в узор подобной текстуры вплетаются очертания крупных (до 2—3 см в диаметре) онколитов (ранее называвшихся пизолитами). Только на участке Кесиктюбе (*54*) такие крупные онколиты наблюдались внизу — непосредственно над кровлей ФГ.

Сопоставление наиболее полных разрезов ЖМГ позволяет детально охарактеризовать его строение. Здесь выделяются четыре пачки (рис. 53):

1. Нижняя пачка имеет фосфоритово-карбонатный состав и представляет переплетение фосфоритовых слойков и гравелито-конгломератов, образовавшихся за счет взламывания фосфоритовых и карбонатных слойков. Цементирующей массой является доломит, фосфатный доломит, часто со строматолитовой текстурой. Иногда слой послойно окремнен, окремнена и часть биогермов. Слой является переходным от ФГ, кое-где подошва его — поверхность размыва, иногда размыв находится ниже — в конгломератовых фосфоритах ФГ или выше — внутри описываемого слоя. Весь этот слой формировался в результате интенсивного перемыва фосфоритов на фоне биогенного карбонатонакопления, следовательно, речь идет о поверхности размыва, которая лишь наиболее заметна. Однако важно указать, что в это время фосфорит продолжал отлагаться, правда, лишь отдельными слойками, которые тут же разрушались. Местами нижняя часть ЖМГ существенно фосфоритовая, но может латерально резко переходить в доломит. Мощность до 1—1,2 м.

2. Карбонатно-биогенная (строматолитовая) пачка, в которой резко понижено содержание фосфоритового материала, но он еще имеется. Кровля этой части может являться резко выраженной поверхностью размыва, иногда с ямами и «карманами» глубиной до 1—1,5 м (рис. 54). Мощность до 1 м.

3. Отделяясь от второй пачки поверхностью размыва или согласно с ней залегает третья пачка ЖМГ: мелко- и тонконаслоенные строматолитовые доломиты, с обилием трубочек хиолитов. На Кесиктюбе в этой части наблюдаются кустистые тонкостолбчатые строматолитовые текстуры. В обнажениях окраска слоя нередко темная, почти черная, из-за обильной омарганцованности. В западинах слой примыкает к завалам крупной фосфоритовой гальки и обломков (см. рис. 54). Незначительное количество крупных онколитов. Мощность до 1,7 м.

4. Самая верхняя часть ЖМГ представлена чаще всего неясно-строматолитовыми доломитами красноватой окраски (в обнажениях) вслед-

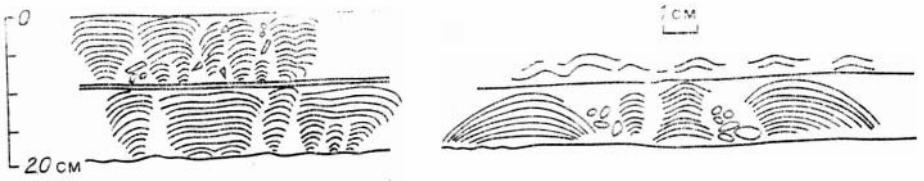


Рис. 52. Зарисовки строматолитовых текстур в ЖМГ.

ствие ожелезнения. Здесь обильны крупные онколиты. Иногда она подстилается и кроется тонкими слойками фосфорита. Верхняя граница, как правило, ровная, редко слегка волнистая за счет бугорков, образуемых мелкими биогермами. Местами самая верхняя часть слоя интенсивно окремнена. Мощность до 0,8 м.

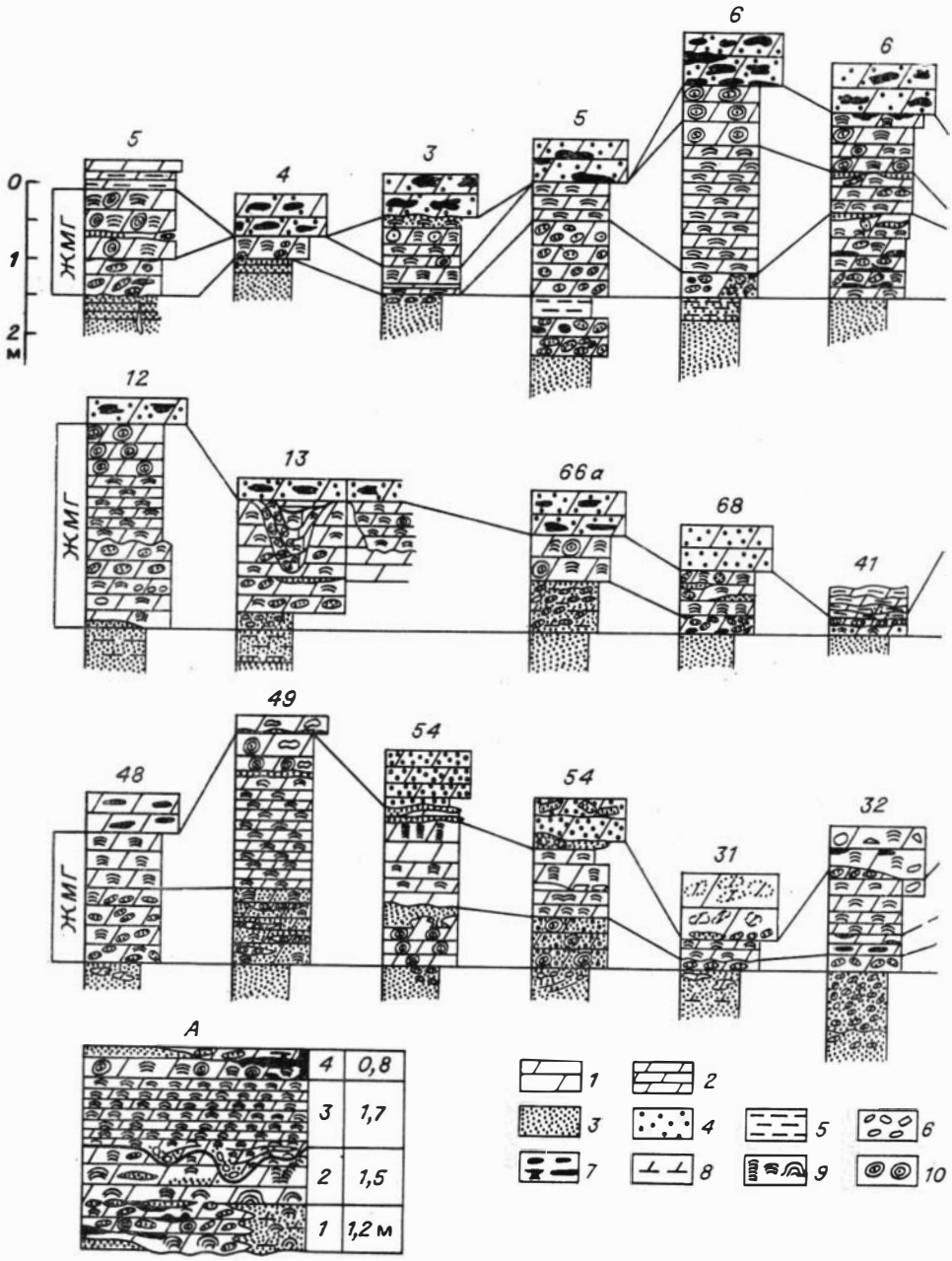
В различных разрезах перечисленные пачки ЖМГ выражены поразному. Некоторые из них выпадают из разреза или не опознаются. Чаще всего ЖМГ, в общем, можно разделить на две части — нижняя соответствует 1) и 2), а верхняя — 3) и 4) пачкам. Эти две части разделяются четкой поверхностью размыва. Нижняя — фосфоритово-карбонатная по облику и составу — тяготеет к продуктивному горизонту и могла бы включаться в его состав как завершающий слой. Но размыв в подошве и сходство (по текстуре карбонатов) с вышележащей частью, а также резкое уменьшение количества фосфата побуждают объединить ее с верхней в один горизонт. Верхняя часть ЖМГ отличается четко выраженной строматолитовой текстурой, обилием органических остатков и интенсивной пропиткой гидроокислами марганца (в нижней половине) и железа (в верхней — онколитовой).

Доломитовый материал горизонта часто содержит заметное количество кварцевых песчинок, фосфатных переотложенных (замутненных) зерен; изредка попадаются переотложенные зерна глауконита. В ЖМГ обнаружены скелетные организмы, свойственные атдабанскому горизонту стратотипического разреза нижнего кембрия Сибирской платформы [42, с. 7].

Горизонт «бурых доломитов» (БД)

Над железомарганцевым горизонтом, без каких-либо признаков существенного размыва, залегает следующий своеобразный горизонт, выделявшийся в составе чулактауской свиты под названием «бурого известняка», или «кремнисто-карбонатного» горизонта [7]. Объем и облик этого горизонта были определены нечетко. Он [7, с. 34] сложен слабофосфатными кремнистыми и доломитизированными известняками, верхняя граница его отбивается условно — с помощью химических анализов «по исчезновению в породах повышенных концентраций фосфата». Мощность горизонта определялась от 1—2 до 5—15 м. Отмечено, что кремнистые слои здесь распространены преимущественно в северо-восточной полосе КФБ и местами в центральной части зоны фосфатонакопления, где мощности горизонта максимальные. Предполагали, что на месторождениях северо-западной части бассейна (Коксу — Ушбас, Кокджон) данный горизонт отсутствует, так как «над фосфоритами продуктивного горизонта почти непосредственно залегают чистые доломиты, в которых повышенная фосфатизация пропадает близ самого основания» [7, с. 34].

Горизонт «бурых доломитов» (БД) С. Г. Анкинович [3, с. 128—129], а затем и другие исследователи [103, с. 11, 34] поместили в шабактинскую свиту, но некоторые геологи [88, с. 20—21; 42, с. 7] относят его по-прежнему к чулактауской свите. Такое решение более соответствует характеристике последней как повышенно фосфатоносной,



БД — последнее (начиная от НД внизу) подразделение, в котором еще можно обнаружить индивидуализированные слойки фосфорита, определяемого на глаз. Кроме того, в кровле БД имеется очень выдержанный маркер — пластик биокластического фосфорита, состоящего в основном из хиолительминтов, мощностью в 1—2 дм, позволяющий уверенно прослеживать БД, даже если в самом горизонте не фиксируется повышенного содержания фосфатного вещества.

До сих пор имеется только одна публикация [34], посвященная специальному описанию БД. К сожалению, в ней БД описан совместно с железомарганцевым горизонтом и верхами фосфоритовой пачки. При этом не указана верхняя граница описываемого интервала разреза, которая бы могла показать, что автор, выделяя «типы разрезов», оперировал

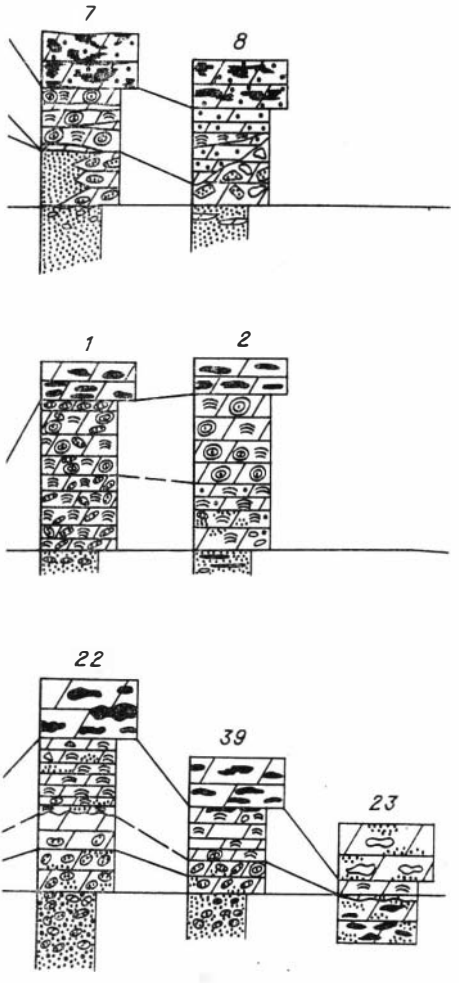


Рис. 53. Схема корреляции колонок ЖМГ номера разрезов см. на рис. 1.

А — сводная колонка; *1* — доломиты толстослоистые; *2* — доломиты тонкослоистые; *3* — фосфориты; *4* — песчаная примесь; *5* — глинистая примесь; *6* — обломки; *7* — включения кремней; *8* — карбонатность; *9* — строматолитовые текстуры; *10* — онколиты (пизолиты).

одним и тем же, только меняющимся по простиранию подразделением. Типы БД Т. Джумалиев [34] выделил в составе «основания шабактинской свиты». По [34] можно составить следующее довольно полное представление о характеристике БД.

По юго-западной окраине северо-западной части КФБ (полоса с участками Бабаата — Кокджон) отложения ЖМГ отсутствуют, а аналоги БД (если они есть) представлены некремнистыми доломитами, с маломощными слоями терригенных пород в основании. В области джиланского типа разреза (участки Кыршабакты-III, Карашат, Джилан и Беркуты Северный) БД представлен спонголитами и фтанитами, неравномерно замещенных доломитом, с прослойками хиолитовых детритных фосфоритов. В области коксуйского типа разрезов (месторождение Коксу) кластогенные породы, сменяясь вверх чистыми массивными доломитами с кремневыми стяжениями и единичными обломками фосфатных хиолитов, наблюдаются в очень небольшом базальном интервале горизонта.

Подробное описание БД для месторождения Чулактау можно найти у А. Г. Трухачевой [108, с. 27—29]. Здесь — это пачка мощностью от 6—10 до 16—32 м, сложенная буровато-серыми, сильно окремнелыми доломитами, содержащими обломочный кварц и фосфатные зерна, в том числе органогенные. Кремнистые выделения образуют линзовидные прослои и сложены халцедоном, в массе которого включены фосфатные зерна (часто замещающиеся халцедоном), кремнистые и карбонатные спикулоподобные включения. Содержание P_2O_5 в породах от 3,5 до 4,3%; пересчеты анализов показывают, что кальцита несколько больше, чем доломита.

В целом БД обычно описывался как непосредственно следующий за железомарганцевым горизонтом слой фосфатистых (до 5—10% P_2O_5, чаще 0,5—5%) темно-серых и серых доломитов с поверхности буроватых. Иногда это известковые доломиты. Породы слоя обычно насыщены выделениями кремня разнообразной формы и почти всегда в той или иной мере запесочены (от 1—2 до 5%). В терригенной примеси преобладает полуокатанный кварц; в гораздо меньшем количестве содержатся полевые шпаты, слюда. Модальный размер песчинок 0,5—1 мм. Приводимые мощности БД — в пределах 3—7 м, реже более.

Нашими исследованиями установлено, что над ЖМГ обычно залегает пачка массивных и крепких доломитов, выше которой прослеживается выдержанная пачка мелкослоистых, плитчатых глинисто-песчани-

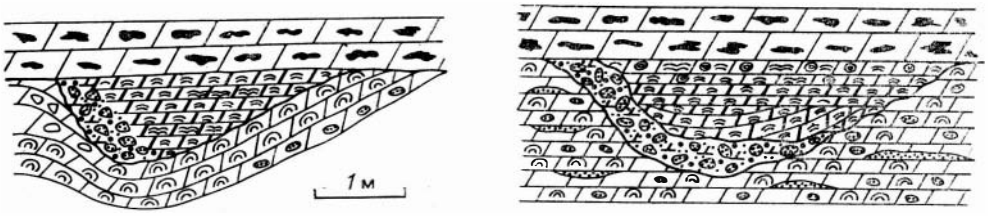


Рис. 54. Зарисовки карманообразного залегания верхней части ЖМГ на нижней. ЖМГ перекрыт горизонтом окремненных «бурых доломитов». Месторождение Карашат (*14*). Усл. обозн. см. к рис. 53.

стых доломитов, обладающих рядом специфичных признаков и поэтому легко опознающаяся. Упомянутая же пачка массивных доломитов может быть разделена на две части, которые присутствуют в разрезе вместе или порознь. Нижняя, как правило, интенсивно окремнена и заметно запесочена, а также более темно окрашена, верхняя часть или совсем не содержит кремнистых включений, или окремнена в значительно меньшей степени и поэтому более светлая. На границе между этими массивными пачками находится характерный слоек биокластического конгломератового черного фосфорита, визуально имеющий текстуру мелкогалечного конгломерата на доломитовом цементе.

Нижняя часть этих массивных доломитов и соответствует «бурому доломиту» в ряде описаний, где упоминали также и завершающий фосфоритовый слой. Верхняя часть в ряде случаев, по-видимому, присоединялась к БД или вообще самостоятельно не рассматривалась. Нами она выделяется в качестве самостоятельного горизонта А и будет рассмотрена ниже.

Таким образом, стратиграфическое положение горизонта «бурых доломитов» определяется тем, что он залегает между ЖМГ и слоем «завершающего фосфорита». «Завершающий фосфорит» завершает чулактаускую свиту, имеет весьма специфичный облик и прослеживается в пределах бо́льшей части КФБ, по крайней мере внутри полигона, на углах которого расположены участки Герес, Джанытас, Коксу, Актас, Тьесай, Кыршабакты-I, Карашат. Облик БД, заключенного между этими двумя уровнями, тоже достаточно специфичен, что позволяет прослеживать его и за пределами площади распространения «завершающего фосфорита». К характерным для БД признакам относятся: коричневатая или даже темно-бурая окраска выветрелой поверхности пород; песчаная примесь в доломитах; обильное содержание разнообразной формы темных кремневых выделений; заметное содержание рассеянного фосфата (1—8% P_2O_5) и макроскопических фосфатных включений; пятнисто-узорчатая текстура доломита.

Перечисленные признаки действуют только в сочетании, хотя бы парном, но ни в коей мере не индивидуально. Так, бурая окраска может распространяться и выше, кремнистость также и т. д. Но в парном или, еще лучше, в тройственном сочетании они почти определенно позволяют выделить именно то, что названо горизонтом «бурых доломитов».

БД присутствует почти на всех фосфоритоносных участках и месторождениях, в том числе и там, где продуктивный горизонт крайне угнетен. Однако пока остается открытым вопрос о его уверенной диагностике по керну, особенно, когда описание последнего не целенаправлено на выявление БД. Как показывают производственные описания керна разведочных участков Кистас, Кесиктюбе, Аралтюбе, выше продуктивного горизонта выделяется несколько пачек буроватых и песчанистых, а также окремненных доломитов, причем в интервале мощностью 30—40 м, что явно больше объема БД. В то же время самый нижний из таких слоев, казалось бы и подходящий по значению мощностей, оказывается

отделенным от кровли продуктивного горизонта несколькими метрами более или менее чистых доломитов. Словом, диагностика ЖМГ и БД по керну пока не разработана, хотя, несомненно, трудностей особых здесь ожидать не приходится.

БД определенно отсутствует на части участков Кистас и Аралтюбе, где контакт шабактинской и чулактауской свит обнажен. Неясен ответ на вопрос о его присутствии на участке Бабаата, где над фосфоритом следует серый массивный запесоченный и брекчиевидный доломит, который по облику все же не соответствует БД. Выше отмечалось, что, возможно, здесь мы видим не БД, а покрывающий его слой. На всех остальных участках БД фиксировался вполне определенно, хотя бы в одном пересечении.

Стратотип БД, как и вышележащих отложений нижней части шабактинской свиты, обнажен на месторождении Джилан.

Как показывает гистограмма мощностей БД (рис. 55), разброс вокруг модальной мощности (4—6 м) незначителен. Распределение мощностей БД не коррелируется с мощностью фосфоритового горизонта. Мощность БД в стратотипе 6—8 м. Максимальная — на Тьесае — 10—15 м.

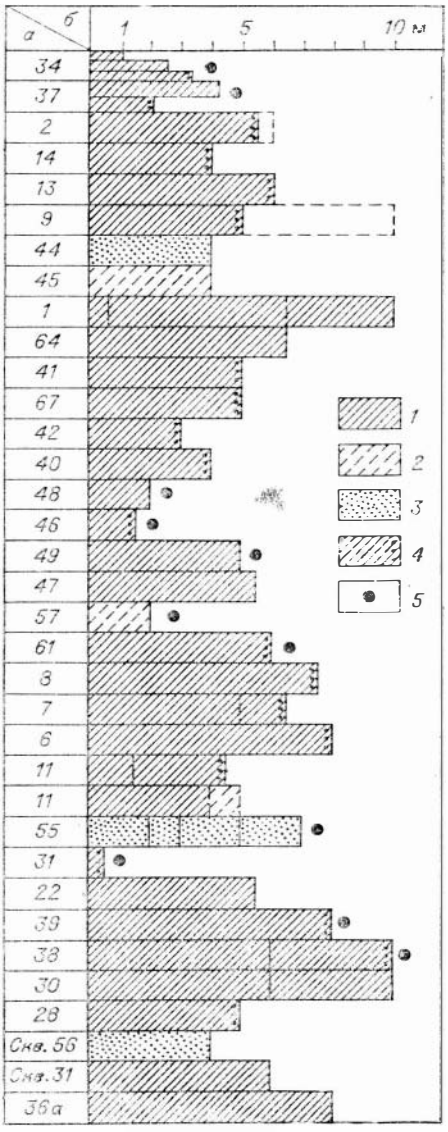


Рис. 55. Гистограмма мощностей БД (*б*). *а* — номера разрезов (см. рис. 1).
1 — случаи уверенного выделения БД; *2* — случаи предположительного выделения БД; *3* — песчаные аналоги БД; *4* — присутствие слойка «завершающего фосфорита»; *5* — участки, где БД соответствует мощному продуктивному горизонту. (Дополнительными линиями обозначены пределы колебания мощности).

В качестве основного примера БД опишем стратотип на месторождении Джилан в случайном сечении в центральной части участка (*6*). Здесь БД визуально представляет довольно однородную массивную пачку среднеслоистых (по 10—30 см каждый слой) темно-серых и бурых с поверхности доломитов. По доломиту рассеяны обильные выделения сплошного микрозернистого кварца, составляющие 20—60% от массы породы. Эти выделения имеют в сечениях то линзо-слойковую, неправильную, эллипсоидальную или вытянуто-неправильную форму с мелкозубчатыми окончаниями, а на некоторых участках это относительно редкие линзочки и «орешки».

Доломиты микроскопически обнаруживают пятнисто-сгустковую текстуру, они сложены включениями более светлого карбоната неправильной и округло-правильной формы, погруженного в более темную (коричневатую) массу, содержащую больше глинистого материала (рис. 56). Окварцевание подчинено этой текстуре и развивается по округлым

включениям и по основной массе. Когда включения имеют угловатую форму, порода приобретает брекчиевидный облик. Подобная текстура, видимо, образована при участии водорослевой слизи, о чем свидетельствует глинисто-карбонатная пленка с тонкой слойчатостью, облекающая сгустки.

В направлении от кровли к подошве горизонта в доломите нарастает примесь алевритово-песчаного материала, который, в общем, распределен довольно неравномерно. Доломит содержит наряду с песчинками кварца фосфатные пеллеты, фосфатные обломки органических остатков (до 5—10% от массы породы), в незначительном количестве слюды, полевые шпаты. Обращает на себя внимание обилие спикул. Последние чаще всего имеют карбонатный состав, но нередко фосфатный и по форме существенно отличаются от спикул в КГ, представленных единичными иглами. В БД спикулы крупнее и все четырехлучевые. Карбонатные спикулы (возможно, это не первично-карбонатные, а замещенные доломитом первично-кремневые спикулы) наблюдаются в обилии и на фоне кремнистых участков слоя.

Кремневые выделения в БД — это замещенные кремнеземом участки доломита. Сложены они или микрозернистым кварцем аллотриоморфной структуры, или халцедоном скорлуповато-слоистой текстуры. На фоне кремнистых новообразований сохраняются участки и отдельные кристаллики незамещенного доломита, карбонатные спикулы. Количество спикул может достигать 50—60% от массы породы. Самый нижний слой БД на Джилане (около 1 м мощности) представляет собой кварцевый песчаник с доломитово-кремнистым цементом, содержащий заметное количество фосфатных пеллет и замещенных фосфатом спикул. На некоторых участках в основании БД имеется фосфоритовый слоек (1 дм) конгломеративной структуры с обильными обломками фауны фосфатного состава (в том числе брахиопод) и с полевошпатово-кварцевой песчаной примесью (Карашат, *12*).

Аналогичный состав БД сохраняет повсеместно. Меняется только мощность и количество кремнистых выделений — от 5—10 до 50—70% от массы слоя. По интенсивности окремнения БД может быть назван «верхним кремнистым» горизонтом или «верхним спонголитом». При замещении агрегатом кварца фосфатного доломита фосфат, вытесненный из пеллет, выпадает здесь, как и в КГ, в виде мелких кристалликов «низкотемпературного» апатита, составляющего до 10—15% от массы породы.

На участке месторождения Кыршабакты-II по р. Бугуль, БД совершенно не содержит кремневых включений, но хорошо опознается по положению в разрезе, бурой окраске, пятнисто-комковатой узорчатой текстуре и песчаной примеси, нарастающей к подошве. Бескремнистые части БД латерально здесь быстро переходят в тип БД с кремнистыми выделениями.

Несколько своеобразный вид БД приобретает на участке северо-западного фланга месторождения Кыршабакты-I (*68*). Здесь он тоже не содержит кремней и тонкослоист (толщина слойков 2—3 см), наслоенность волнистая. Наряду с обычной примесью кластогенных компонентов в доломите фиксируются рассеянные зерна глауконита. Южнее — на основной части месторождения Кыршабакты-II (*42*) БД приобретает обычный вид.

Довольно своеобразный облик БД имеет на участках Караултюбе (*43*) и Кесиктюбе (*54*, *55*). На Караултюбе БД — это кварцевый мелкозернистый, сильно ожелезненный песчаник, в верхней части сливной и толстослоистый, а в кровле — тонкослоистый. В шлифах песчаник сложен среднеокатанным кварцевым материалом в глинисто-слюдистом цементе: местами цемент становится доломитовым. На Кесиктюбе этой пачке соответствует переслаивание тонкоплитчатого и массивного гли-

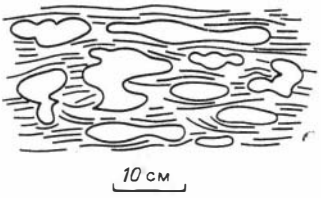


Рис. 56. Пятнисто-сгустковая текстура БД.

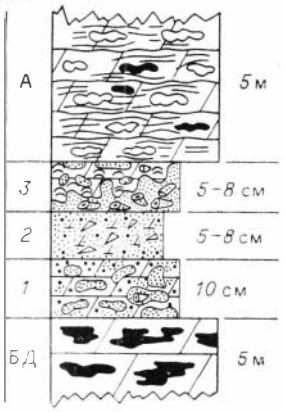


Рис. 57. Стратотип «завершающего фосфорита» (описание см. в тексте).

нистого кварцевого песчаника, интенсивно ожелезненного, с обломками брахиопод и с глауконитом. В пачке к кровле нарастает содержание доломита. Мощность БД здесь 6—7 м. То, что данные песчаники являются стратиграфическими аналогами БД, подтверждается на месторождении Герес (центральная часть), где слой идентичного песчаника был обнаружен внутри БД.

На месторождении Герес БД тоже имеет бескремнистые участки и местами сильно сокращен (до 1—1,5 м), обнаруживая включения крупных онколитов.

Очень сильно сокращен БД на месторождении Коксу, где он или совсем выпадает, или имеет мощность не более 1 м, ограничиваясь сверху невыдержанным слойком фосфоритового гравелита, соответствующего «завершающему фосфориту». Этот слоек «завершающего фосфорита», как было сказано, является важным элементом горизонта «бурых доломитов». Мощность его 5—20 см. Внешне это или сплошной черный фосфорит, или он представляет включения фосфорита неправильной и эллипсоидальной формы в крупнокристаллическом белом доломите, или же состоит из прерывистых линз, образующих цепочку. Местами в основании данного слойка можно заметить доломит (10—20 см), содержащий обильную гальку или обломки черного фосфорита. Максимальная мощность «завершающего фосфорита» отмечена на месторождении Тьесай, где, по данным геологоразведочных работ, она достигает 70 см, а также на участке Карашат — до 40—50 см (в 600 м северо-западнее р. Шабакты).

Стратотип «завершающего фосфорита» установлен на месторождении Кыршабакты-II, в руске р. Бугуль. Здесь слой имеет отчетливое трехчленное строение (рис. 57). Основная масса пачки БД здесь представлена интенсивно окремненными доломитами, в верхней части их залегает слоек буроватого песчанистого тонкослоистого доломита с обильными разноориентированными округлыми галькоподобными включениями черного фосфорита. Песчаной примеси 30—40%, она полевошпатово-кварцевая, полуокатанная. Фосфатные включения органогенные, состоят из тесно уложенных фосфатных обломков раковин брахиопод, гастропод, хиолительминтов. В доломитовом цементе рассеяны также бурые, явно переотложенные фосфатные пеллеты, реликты зерен глауконита. Мощность 5—8 см (см. рис. 57, *1*).

На него налегает следующий слоек такой же мощности и состава (см. рис. 57, *2*), но он содержит значительно меньше карбоната и песчано-алевритовой примеси. Доломита здесь 50% (яснокристаллический и в виде переотложенных афанитовых пеллет), фосфата 30—40%, песчано-алевритовой примеси 10—15%.

Заканчивает «завершающий фосфорит» третий слой, в котором фосфорит в доломите образует включения, напоминающие мелкие (0,5—1 см) биогермы (см. рис. 57, *3*). Углубления в чисто фосфатном слое заполняет буроватый доломит с мелкой строматолитовой текстурой, а фосфорит в изобилии содержит макроскопические трубочки хиолительминтов. Фосфорит представляет собой псевдокластический фосфоритовый гравелит с округлыми «обломками» спонголита в фосфатном цементе, причем спикулы все карбонатные. В породе рассеяны крупные онколиты, хиолиты, обломки разнообразных раковин, сцементированные афанитовым фосфатом и кристаллическим доломитом. Некоторые биогенные фосфатные обломки окремнены.

Псевдокластическая текстура слойка возникла вследствие интенсивной, но избирательной доломитизации биокластического фосфорита. Основная масса этой породы состояла из фосфатного биодетрита с фосфатным же цементом и из кремневых галечек спонголита с фосфатным афанитовым цементом. Доломит пятнами заместил среднюю часть слойка, оконтуривая «гальки» и отдельные элементы фосфорита (раковинки хиолительминтов, онколиты, оолиты). Возникшие грибообразные контуры фосфорита на фоне светлого карбоната напоминают срез строматолитовых биогермов.

Самая верхняя часть третьего слойка представляет собой тонко-волнисто-слойчатый пеллетный бурый фосфорит, слойки которого облегают нижележащие «гальки» биокластического фосфорита.

Таким образом, «завершающий фосфорит» имеет довольно сложное строение, которое прослеживается не везде. В основном это биокластический фосфорит гравелитовой текстуры, подвергшийся интенсивной карбонатизации и сочетающийся с мелкостроматолитовым доломитом, насыщенным мелкими фосфатными обломками и зернами. На участке Караултюбе он замещается кварцевым ожелезненным песчаником.

Выше «завершающего фосфорита» согласно на его ровной поверхности залегает массивный доломит мелкокомковато-сгустковой текстуры, как правило, с незначительным содержанием черных кремней. Эта пачка относится к шабактинской свите.

Переход от «бурого доломита» к шабактинской свите, даже если она залегает на БД с выпадением каких-то своих нижних слоев, не сопровождается резким изменением характера карбонатов. Может несколько измениться их окраска, но принципиальных текстурных изменений не наблюдается.

Таким образом, размыв в кровле БД фиксируется только слойком биокластического фосфорита с относительно крупными раковинками хиолитов и другой фауны, гравием и очень мелкими биогермами.

ШАБАКТИНСКАЯ СВИТА

Как было сказано выше, шабактинской свитой именуется 90—99% разреза (по мощности) карбонатной тамдинской серии мощностью 2500—3500 м. В работе [110, с. 171] мощность свиты составляет 2600—4800 м. В ранних работах, описывающих шабактинскую свиту, ее состав определялся как известковый с примесью доломита. Массовое окрашивание шлифов ализарином, проведенное нами, показало, что нижние части толщи, по крайней мере на 0,5—0,8 км от ее подошвы, представлены практически только доломитами. Существенно доломитовый состав шабактинской свиты был отмечен также в работе [3, с. 129]. Распределение доломитов и известняков в свите меняется по простиранию.

В предыдущих исследованиях считалось также, что шабактинская свита довольно однородна и не поддается дальнейшему литологическому подразделению. В нижних ее частях при разведке отдельных месторождений фосфоритов, правда, выделялись литологически различные пачки

[30, с. 90—91; 7], которые разнятся по текстуре или по цвету. Однако литостратиграфия свиты не была разработана несмотря на определенные успехи в биостратиграфическом расчленении [71, 42; и др.]. Специальные биостратиграфические исследования [71, 42], а также отдельные находки фауны (см. [3, с. 130]) позволяют говорить о наличии в составе шабактинской свиты всех трех отделов кембрия и обоих отделов ордовика. При этом на кембрий приходится 700—1500 м разреза толщи, а на ордовик — 1200—1900 м (по данным К. А. Лисогор).

Границы между биостратиграфическими подразделениями не совпадают с какими-либо региональными литологическими границами. Биостратиграфические исследования шабактинской свиты велись без предварительного литостратиграфического расчленения этой мощной толщи, поэтому постфактум невозможно указать на положение биостратиграфических границ. Находки окаменелостей привязывались к слоям, положение которых в разрезе связано с принятым способом описания разреза, что практически трудно повторить. Следовательно, точки с находками окаменелостей можно фиксировать в пространстве только по расстоянию в метрах (по мощности) от какой-либо маркирующей границы, в частности, от подошвы свиты или от кровли фосфоритов. Поэтому шабактинская свита расчленялась с помощью палеонтологического метода только там, где обнаружены остатки фауны.

Фосфатность пород свиты (порядка 2—4% P_2O_5 в образце) отмечалась лишь для самых нижних пачек [3, с. 130].

Нами шабактинская свита изучалась с целью определения структуры надфосфоритовой толщи, чтобы выяснить зависимость между нею и качеством залежей. Исследования показали, что отложения свиты необратимо меняются по вертикали, а корреляция подразделений подкрепляется прослеживанием маркирующих горизонтов. Единообразное расчленение свиты удалось получить для всей осевой полосы КФБ, охватывающей участки-месторождения: Бабаата (*45*), Герес (*46—50*), Ушбас (*78*), Джанытас (*56—61*), Акджар (*33—35*), Коксу (*31—32*), Дегерес (*11*), Джилан (*5—8*), Карашат (*12—14*), Аткум (*16*), Джетымтал (*66*), Кыршабакты (*40—42, 66*а, *67, 68*), Тьесай (*38—39*), Коктал (*22*), Чулактау — Арбатас (*29—30*), а также разрезы со стороны Большекаройской долины (*68—73*). Последние, т. е. разрезы юго-западной окраины КФБ, сопоставляются с ранее перечисленными менее уверенно и частично, как и разрезы месторождений Караултюбе (*43*) и Кескктюбе (*74, 54*), а также Аралтюбе (*15*). Частично сопоставляются с предлагаемой схемой и разрезы северо-восточной окраины КФБ: Беркуты Северный (*64*), Актас — Алажар (*2, 65*), Аксай (*36, 37*). Тем не менее эту литостратиграфическую схему можно признать удовлетворительной и заслуживающей дальнейшего совершенствования, так как она позволяет увязать разрезы практически всех участков КФБ и дать основу для их последующего биостратиграфического сопоставления.

Шабактинская свита, т. е. толща выше «завершающего фосфорита» в кровле БД, расчленена нами на четыре подсвиты (снизу вверх): джиланскую, бугульскую, карашатскую и актаускую. Первые три выделяются по характеристикам крупных (сотни метров) интервалов разреза. Последняя (актауская) выделена как завершающая толща. Актауская самая большая по мощности подсвита, возможно, в будущем будет расчленена. Наиболее полно разрезы шабактинской свиты проявляются в центре КФБ — по р. Шабакты и на севере — по р. Коксу.

Джиланская подсвита

Стратотип обнажается по правому склону ущелья р. Шабакты в уроч. Аюсоккан (на месторождении Джилан) (*4*) и может быть пересечен здесь полностью на протяжении примерно 700 м в направлении на

СВ от выходов продуктивной пачки. Не менее хороший разрез можно наблюдать по обоим бортам ущелья р. Шабакты, ниже пос. Актугай, сразу севернее выходов продуктивной пачки месторождения Карашат (*12—14*).

Подсвита сложена двумя пачками массивных толсто- или пеясно-слоистых доломитов и двумя пачками более частого чередования доломитовых слоев, большая часть которых содержит заметную примесь глинистого материала. Благодаря этому отложения тонкоплитчатых пачек легче разрушаются и дают отрицательные формы рельефа между крепкими массивными доломитами. Все четыре подразделения джиланской подсвиты, которые называются пачками, обозначим снизу вверх литерами А, Б, В, Г.

Мощность подсвиты в стратотипе 200—220 м.

Пачка А. На «завершающий фосфорит» с довольно ровной границей налегает массивный светлый доломит мощностью в несколько метров (3—8 м). С выветрелой поверхности он иногда коричневатый, содержит редкие линзочки черных кремней (размерами в среднем 1—3, 10—20 см) и может быть легко объединен с БД или его верхней частью там, где отсутствует «завершающий фосфорит» или сам БД.

Стратотипы пачки А находятся на месторождении Джилан (см. рис. 60). Парастратотипом может служить разрез по р. Бугуль, на месторождении Кыршабакты-III, II.

В центральной части месторождения Джилан (сразу же восточнее легко заметного раздува кремневого горизонта вследствие взброса) пачка А имеет мощность 6—7 м. Она сложена мелкослоистыми (поверхности раздела слойков через 2—5 см) бугристо-плитчатыми доломитами. С поверхности они слегка коричневаты, в изломе светло-серые, мелкозернистые. Местами становятся нечеткослоистыми, но чаще всего их бугристо-неровная плитчатость является средней по величине (1—2 дм). Текстура доломитов округло-пятнисто-сгустковая, слойчатость тонковолнистая (рис. 58). Местами доломиты пачки А весьма заметно (до 10—20% от их объема) насыщены мелкими (до нескольких дециметров в длину) линзочками желтого с поверхности глинистого доломита. Глинистые слойки, примазки и линзочки (толщиной не более 2—3 см, часто менее) характеризуют пачку А. Совершенно аналогичные глинистые примазки встречаются и в самой верхней части «бурого доломита» (мощностью до 0,5 м) — ниже «завершающего фосфорита», что подчеркивает условность, по этому принципу, границы между БД и пачкой А. Надо отметить, что с появлением глинистого материала исчезают кремневые выделения.

В целом же выше «завершающего фосфорита» характер доломитов заметно отличен от БД: слоистость становится тоньше, выдержанее и ровнее, чем в БД; окраска светлее; кремневые включения, если они есть, реже и изолированнее. Иногда, как на р. Бугуль, в нижних 1,5—2 м пачка А содержит слойки брекчиевого строения. Здесь мощность пачки А 9—10 м.

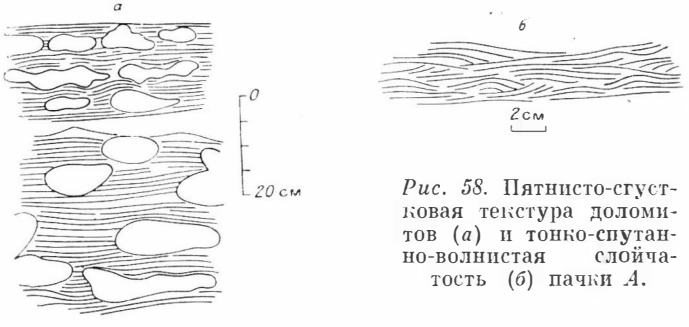


Рис. 58. Пятнисто-сгустковая текстура доломитов (*а*) и тонко-спутанно-волнистая слойчатость (*б*) пачки *А*.

Другой характерной особенностью пачки А является то, что на поверхности раздела между доломитовыми слоями в ней можно увидеть корки черного фосфата (рис. 59). Корки имеют толщину 0,2—0,5 см, но легко заметны.

Рис. 59. Сечение через корочку фосфата в пачке А.

Они располагаются через интервалы порядка 0,6—1,7—2,4 м одна от другой. Выше подошвы пачки насчитывается до четырех уровней таких корок, которые прослеживаются на значительное расстояние — от участка Кыршабакты-II через Джилан до участка Дегерес — около 30—40 км. На Джилане некоторые из этих корок имеют толщину от 1—5 см до 1—2 дм и превращаются в мелкообломочную брекчию (обломочки черного фосфата в доломитовом цементе, по простиранию переходящие в фосфатно-карбонатный песчаник с галькой доломита). Нижний фосфоритовый слоек внутри пачки А легко спутать с «завершающим фосфоритом». Фосфатно-карбонатный слоистый материал данного слойка заполняет впадины на поверхности подстилающего слоя оолитового доломита.

Верхняя часть пачки А на Джилане заметно запесочена. Нижняя — более глиниста. Вдоль полосы выходов низов джиланской подсвиты по р. Бугуль доломиты пачки А более тонкослоисты, за исключением одного слоя в 1,2 м, волнисто-слойчатые и по всему разрезу содержат примазки и линзочки зеленовато-желтого глинистого материала. Более глинистым является нижний интервал в 2,3 м. Здесь два таких фосфатных слойка.

Слоек, находящийся в самих верхах пачки А, состоит из тесно уложенных обломков фосфатных раковинок и мелких фосфатных пеллет, часто в значительной мере замещенных доломитом. Здесь же — примесь кварцевых зерен алевритовой размерности. В песчанистой примеси доломитов пачки А фиксируются также зерна обесцвеченного глауконита.

Строение пачки А в стратотипических разрезах показано на рис. 60.

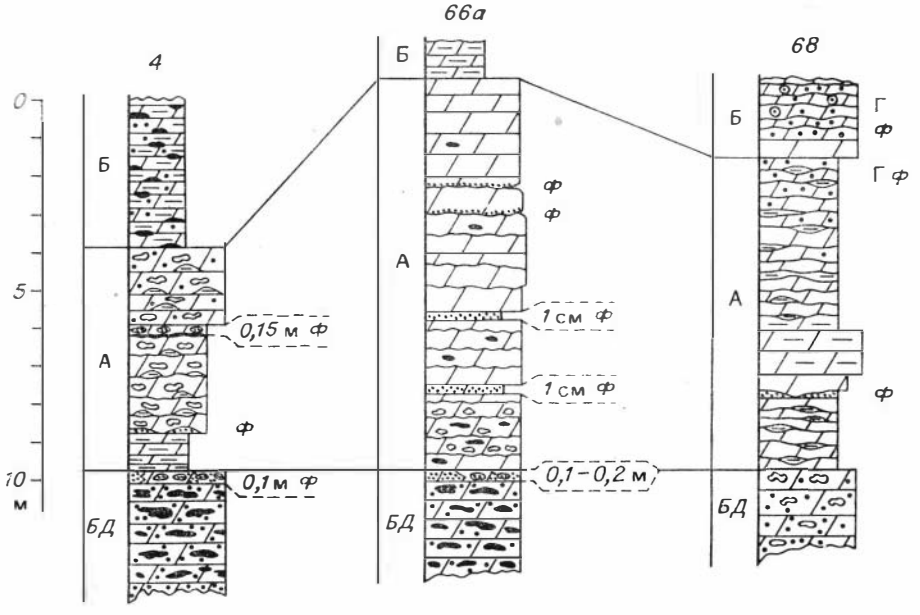


Рис. 60. Строение пачки А в стратотипах. Б — пачка Б. Усл. обозн. см. на рис. 23.

Пачка А распространена не на всех участках КФБ. Есть места, где она отсутствует (месторождения Карашат, Аралтюбе, Аксай, Тьесай, Чулактау-I), иногда вместе с вышележащей пачкой Б, или же присутствует вместо БД и может быть легко принята за последний.

Можно отметить три типа разрезов пачки А: 1) стратотипический, т. е. чистых светлых доломитов (Джилан); 2) песчанисто-доломитовый, светлый (Герес) и 3) разрез черных доломитов (Актум).

Максимальную мощность (12—13 м) пачка А имеет на месторождении Актас, здесь она выражена дециметровым чередованием черных и темно-серых доломитов и существенно окремнена, но менее интенсивно, чем БД.

На корреляционной биостратиграфической схеме [42] пачка А в районе месторождения Герес соответствует, судя по приводимой литологической колонке, зоне *Hebediscus orientalis* средней части алданского яруса. Корреляция слоев с *Hebediscus* с предполагаемыми аналогами месторождений Джанытас, Коксу, Акджар и Алажар (Актас) не соответствует нашей литологической корреляции; надо заметить, что определений остатков фауны в пачке А для этих участков, как видно по схеме в работе [42, рис. 4], не было.

Пачка Б. На пачку А совершенно согласно и по ровной границе налегает малоустойчивая к выветриванию пачка Б мелкослоистых глинистых доломитов.

Очень выразительно она выделяется в стратотипе на месторождении Джилан: в обнажениях это — ярко-коричневые доломиты мощностью 20—25 м, зажатые между двумя пачками массивных и светлых доломитов. Коричневые доломиты мелко наслоены (по 2—3 дм), поверхности наслоения мелковолнистые. Доломитовые слои часто разделены сантиметровыми слойками листоватой желтой глинисто-карбонатной породы. Наиболее глинистая на Джилане нижняя четверть разреза Б. Даже в незначительных по мощности слойках доломитов здесь часто можно видеть пятнисто-сгустковую текстуру (рис. 61), очень сходную с текстурой доломитов пачки А и горизонта бурых доломитов. Сгустки, вытянутые по наслоению, размером от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров сложены более чистым доломитом, а межсгустковое карбонатное заполнение, как правило, глинистое, алевритисто-песчанистое.

Песчано-алевритовый материал может образовать и тоненькие невыдержанные самостоятельные слоечки.

Пачка Б в рельефе дает отрицательные формы, так как мелкослоистые породы легче разрушаются. Однако в пачке имеются и слои массивных доломитов, составляющих иногда значительную — обычно верхнюю — часть разреза. В средней части встречается довольно выдержанный слой (1—3 м) массивного светлого доломита, часто интенсивно окремненного. На месторождении Коксу буровая скважина 2 в основании пачки подсекла слой кремнисто-карбонатных сланцев (1,5 м).

Включения черных кремней в виде округлых желваков, линзо-слойков, линзочек и послойно ориентированных неправильных выделений, часто приспосабливающихся к пятнистой или тонкослоистой текстуре, встретились почти в половине описанных разрезов пачки.

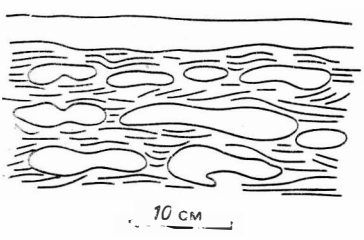


Рис. 61. Пятнисто-сгустковая текстура доломитов пачки Б.

Они разбросаны не по всему разрезу, а сконцентрированы преимущественно в верхней или нижней половине, или в отдельных слоях, в частности, в маркирующем массивном слое из средней части разреза. Распространение кремней в пачке Б не коррелируется с ее мощностью.

По составу разрезы пачки Б разделяются на три типа (рис. 62): 1) обильно

песчанистые; как правило, это разрезы сокращенной мощности (8—12 м) — Кыршабакты-I, II, Караултюбе, Бабаата, Кесиктюбе, Тогузбай; 2) темноцветные доломитовые без песчанистой или глинистой примесей; это разрезы повышенной мощности (30—35 м), располагающиеся в зоне Герес, Акджар, Ушбас, Коксу, Беркуты Северный, Актас; 3) сложенные светло-серыми и коричневато-окрашенными на обнаженной поверхности доломитами, с умеренной алеврито-глинистой примесью и умеренной мощностью (до 25 м) — в зоне Джилан, Джетымтал.

Как показывают профили некоторых участков, где было описано несколько близко расположенных (до 1—1,5 км) разрезов пачки Б (Акджар, Коксу, Джанытас Центральный), мощность ее может резко (в 2—3 раза) сокращаться за счет выпадения той или иной части.

Зона повышенных мощностей разрезов пачки Б и вместе с тем темной окраски, обусловленной отсутствием терригенной примеси, прослеживается в области наибольших мощностей продуктивной пачки, но вместе с тем заходит и в область сильно сокращенных мощностей фосфоритов (Актас, Беркуты Северный), но повышенных мощностей кыршабактинской свиты.

Породы пачки Б заметно фосфатны за счет рассеянных в породах зерен фосфата и фосфатного органического детрита (до 1—2% P_2O_5). Однако макроскопических слойков фосфата здесь не наблюдалось, возможны только корочки черного фосфата на поверхностях размыва.

Отмечено присутствие глауконитовых зерен. Песчаная примесь кварцевая, микрокварцитовая. Кремневые линзо-слойки или иной формы включения не являются спонголитами. Чаще всего это халцедоново-кварцевые новообразования. Онколиты отмечаются в шлифах, но редко. Доломиты чаще всего микрозернистые.

Характерно, что слои пачки Б часто в изобилии по всему разрезу содержат остатки раковинок трилобитов, хиолитов, брахиопод, гастропод, куторгин и др. В низах ее на месторождении Коксу были впервые в КФБ обнаружены трилобиты.

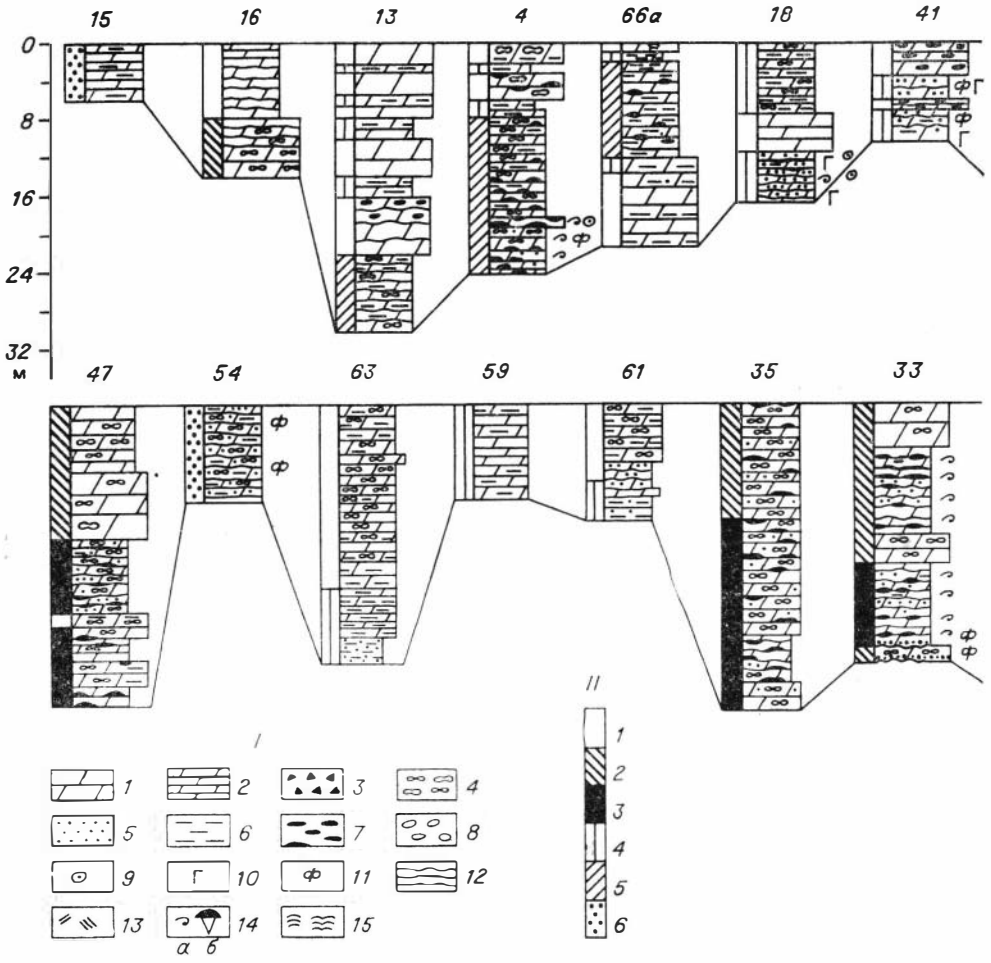
По данным Г. Х. Ергалиева и Н. В. Покровской [42, рис. 4] пачка Б на месторождении Герес соответствует зоне *Ushbaspis limbata* верхов алданского яруса. Но на месторождении Коксу эта же пачка отнесена уже к зоне *Redlichia chinensis — Kootenia gimmelfarbi* ленского яруса. Согласно А. М. Мамбетову и Л. П. Репиной (устное сообщение), пачка Б на Гересе отнесена к ленскому ярусу, а на участке Карашат — к алданскому.

Пачка В. Плитчатые, глинистые, тонкослоистые отложения пачки Б вверх по разрезу резко сменяются массивными или крупноплитчатыми, довольно однородными светло-серыми доломитами. Иногда у кровли пачки Б замечается прерывистая фосфатная корочка, свидетельствующая о кратковременном перерыве, но чаще всего переход от плитчатых доломитов Б к массивным совершается без существенных следов размыва.

Пачка массивных доломитов великолепно выделяется в рельефе на многих месторождениях, образуя скалистый венец крутых склонов хребтов, вдоль нижней части которых обнажена продуктивная пачка. Такую картину можно наблюдать в стратотипической местности пачки В — на месторождениях Джилан, Карашат, Акджар. Прекрасно обнажена пачка В на месторождении Дегерес — по правому борту сая, в устье которого находится родник Бельтебай; на участке Актас, по ущелью руч. Коксу; по правому берегу р. Бугуль на месторождении Герес; по саю Тогузбай на месторождении Джанытас. Пачка В в том или ином выражении присутствует и обнажена на поверхности на всех фосфоритоносных участках и легко прослеживается на аэрофотоснимках.

Пачка сложена неясно-слоистыми, грубонаслоенными[5], реже (по 1—

[5] Слоистость определяется заметной сменой состава или структуры, наслоенность — расстоянием между швами отдельности.



3 дм) мелкоплитчатыми мелкозернистыми доломитами, довольно чистыми по составу. Лишь изредка среди мощных (по 2—5 м) отдельных чисто карбонатных слоев можно встретить тоненькие (до 2—3 см) слоечки или примазки глинистого материала зеленовато-желтоватого цвета (например, на месторождении Джанытас). Цвет доломитов чаще всего очень светло-серый. Реже можно встретить желтоватые оттенки, особенно в нижней, переходной от пачки Б, части. Но в 25—30% случаев (из 28 описанных) доломиты имеют темно-серый и черный цвет.

«Черная фация» пачки В распределена на площади КФБ неотчетливо зонально (рис. 63), однако все же намечается упорядочение: светлые разрезы находятся в центральной зоне КФБ, черные — на периферии (на северо-западной окраине бассейна и по северо-восточной краевой части). Некоторый диссонанс вносит положение «черной фации» на участках северо-западный Джанытас (шошкабулакский разрез), Аткум, Тьесай (см. рис. 63).

Как черные, так и светлые доломиты пачки В обладают примечательной текстурой, характерной для массивных слоев пачки Б и для аналогичных слоев вышележащих отложений. Эта текстура может быть названа пятнисто-сгустковой или пятнисто-комковатой. Узор, наблюдаемый на выветрелой поверхности породы, представляет собой пятна более светлого доломита, заключенные в более темном матриксе. Структурно эти части не различаются, но вмещающая масса часто обнаруживает текстурное отличие — она более или менее явнослоиста и не-

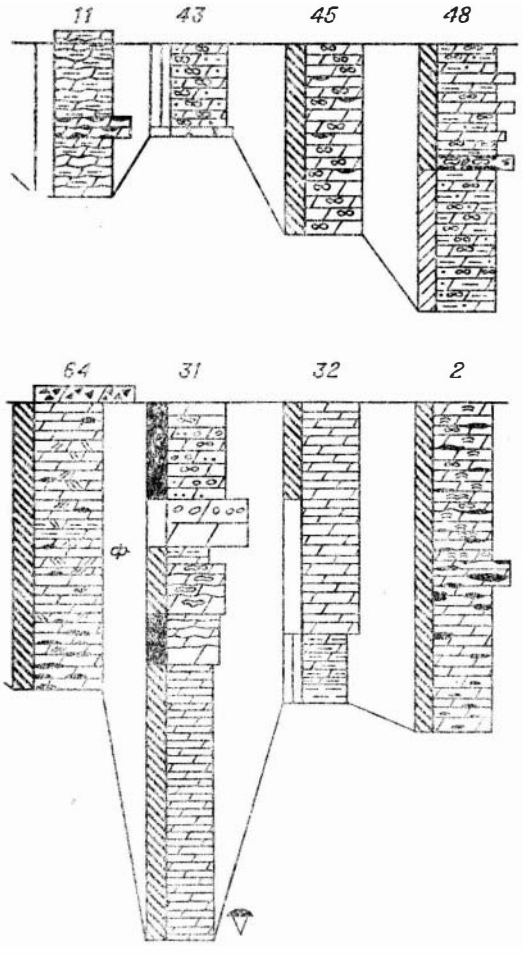


Рис. 62. Схема корреляции колонок пачки Б. Номера разрезов см. на рис. 1.

I — литологическая колонка: *1* — доломиты относительно толстослоистые; *2* — доломиты относительно тонкослоистые; *3* — брекчия кремневая; *4* — доломиты пятнисто-сгустковые; *5* — песчаная примесь; *6* — глинистая примесь; *7* — включения кремней; *8* — галечник; *9* — онколиты; *10* — глауконит; *11* — фосфатность; *12* — волнистая наслоенность; *13* — косая слойчатость; *14* — обломки брахиопод (*а*) и трилобитов (*б*); *15* — строматолитовая текстура.

II — цвет пород: *1* — светло-серый, *2* — темно-серый, *3* — черный, *4* — желтоватый, *5* — буроватый, коричневый, *6* — зелено-желтоватый.

редко тонкослоиста. Пятна имеют овальную, линзообразную и грибовидную форму и часто ориентированы по слоистости. Иногда пятна обнаруживают слойчатость несколько иного направления, чем в окружающей массе, но, в общем, субпараллельную слоистости (рис. 64). В некоторых случаях светлые пятна имеют угловатые очертания, а в других — весьма причудливые, вплоть до серповидной или кольцевой (рис. 64, *а*). В некоторых разрезах в верхних частях пачки пятнистая текстура сменяется «червячно-полосчатой (рис. 65, *б*), представляющей чередование черных и светлых неширокихполос-слойков (шириной от долей сантиметров до 3—5 см) с извилистыми контурами.

Массивные доломиты могут быть также полосчатыми: на описанные текстурные разновидности наложены темные и светлые полосы шириной от сантиметров до 1—2 дм. По существу, текстуры доломитов пачки во многом повторяют текстурные черты пород пачки Б, с той разницей, что в последней межгустковое заполнение чаще всего глинистое, а в пачке В доломиты очень чистые.

Скорее всего это биогенные доломиты, существенно раскристаллизованные вследствие отсутствия примесей. В некоторых разрезах вдоль р. Бугуль в них удалось заметить типичные строматолитовые текстуры, а в разрезе па месторождении Тамды — Арбатас значительная часть пачки сложена крупноонколитовыми (до 2—3 см в диаметре) буроватыми с поверхности и серыми массивными доломитами. Здесь видно, что пятнистая текстура обусловлена присутствием онколитов.

В разрезе месторождений Коксу и северо-западной части Джапытаса в массивных доломитах нижней половины пачки В отмечаются довольно частые слойки (толщиной в 1—5 см) мелкой гальки такого же состава, что и окружающий карбонат. В разрезе Коксу, кроме того, вместе с мелкогалечными прослоями фиксируется обильная косая слойчатость. В косослойчатом доломите отсутствует пятнисто-сгустковая текстура, по структуре этот доломит типично пеллетный.

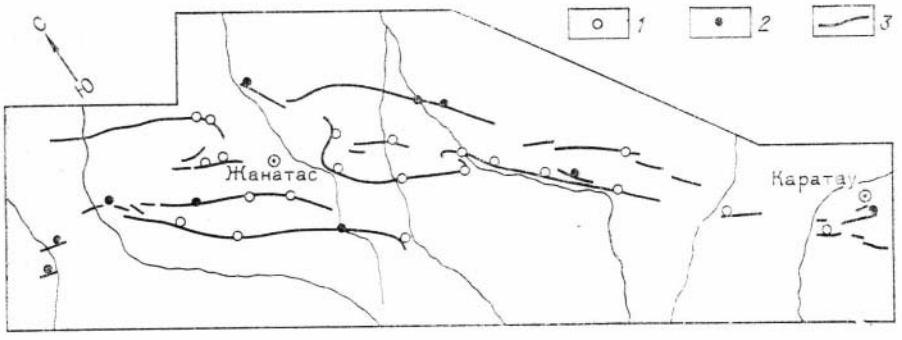


Рис. 63. Распределение «черной» и «светлой» фаций пачки В в КФБ.
1 — «светлая фация», *2* — «черная фация», *3* — выходы продуктивной пачки чулактауской свиты.

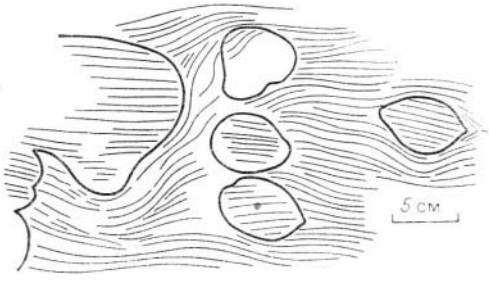
Мощности пачки В даны на гистограмме (рис. 66), которая показывает, что чаще всего пачка В имеет мощность 40—70 м. Минимальная мощность 15—25 м, максимальная — 80 м. Корреляции мощностей с качеством продуктивной пачки не выявлены. Положение в разрезе, характерная массивность или грубая плитчатость и пятнисто-сгустковая текстура, а также чистота состава являются хорошими диагностическими признаками пачки В.

Иногда верхи и низы пачки размыты (на участках, где мощность резко сокращена). В остальных случаях переход к ниже- и вышележащим отложениям постепенный, без четких границ размыва, так что границы пачки В определить порой затруднительно, хотя на фоне разреза свиты пачка выглядит контрастной.

Фосфатность пород пачки В ничтожна, в шлифах регистрируются редкие зерна фосфата. Из терригенной примеси — редкие песчинки кварца. Нередко отмечаются рассеянные карбонатные обломки раковин брахиопод. Окремнение в виде пятен и линзо-слойков, а также мелких «журавчиков» фиксируется в разных частях пачки. В средней ее части иногда располагается интенсивно окремненный слой доломита, но в целом содержание кремневых включений по разрезу пачки В весьма незначительно. Можно указать только два разреза, где наличие кремневых линз бросается в глаза — это разрезы участков Актас и Беркуты Северный.

В местах, где исчезает пачка Б, пачка В лежит на подстилающей пачке А без видимых следов размыва и отличается от последней главным образом по резкому снижению содержания фосфата.

Пачка Г. Выше пачки массивных доломитов характер отложений изменяется: отмечается более ясная плитчатость, появляются глинистые мелкоплитчатые породы, массовое развитие строматолитовых текстур, окремнение. Эта пачка имеет постепенный переход к пачке В и лишь изредка, например на месторождении Акджар, лежит на ней с размывом и прислоном фосфатной корочки в западинах. Издали пачка Г резко



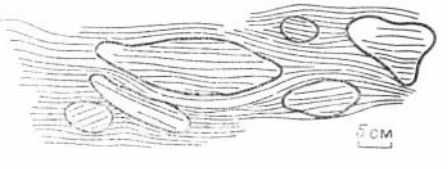


Рис. 64. Пятнисто-сгустковая текстура доломитов пачки В.

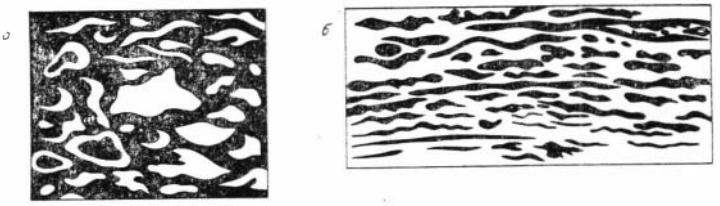


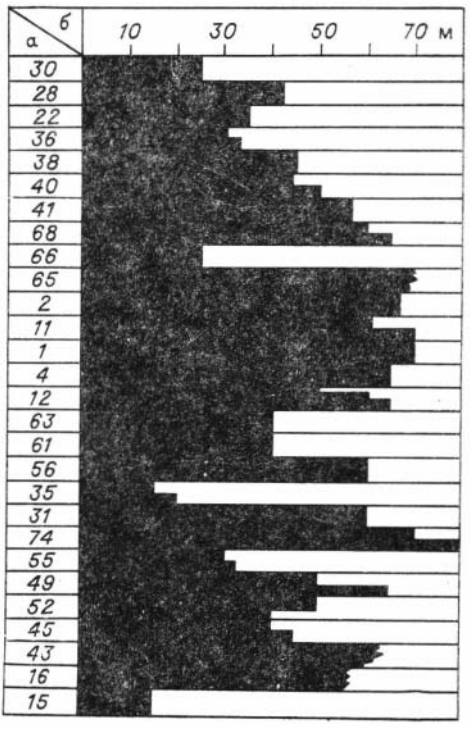
Рис. 65. Причудливо-комковатая (*а*) и червячно-полосчатая (*б*) текстуры доломитов пачки В.

отличается вышеописанной мелкой слоистостью и желтоватыми тонами окраски. Стратотип ее находится на месторождении Джилан на правом берегу р. Шабакты, где пачка имеет мощность 80—90 м.

На месторождении Джилан, выше массивных доломитов пачки В, следует чередование мелкоплитчатых и массивных слоев доломитов. Мощность этого интервала 80—90 м. Сверху его ограничивает слой массивных и резко выделяющихся в рельефе черных доломитов мощностью 25—30 м, который начинает разрез следующей бугульской подсвиты.

Пачка Г сложена преимущественно светло-серыми доломитами, где массивные толстонаслоенные слои мощностью от 2 до 10—15 м чередуются со слабыми плитчатыми, часто окрашенными в желтоватые, коричневатые и зеленоватые тона. Местами в чистых доломитах фиксируются тоненькие прослойки зеленовато-желтоватых глинистых карбонатов. Многие слои обнаруживают органогенно-детритовую и онколитовую (пеллетную?) микроструктуру. Окремнение мелкими, редко рассеянными линзочками в Джиланском разрезе пачки Г наблюдается только в одном верхнем 9-метровом интервале разреза.

При сравнении колонок (рис. 67) и плана их расположения можно увидеть, что по мощности пачка Г не разбивается на отчетливые группы (рис. 68), по некоторая упорядоченность значений может быть отмечена. Минимальные мощности наблюдаются в юго-восточной части КФБ — в районе отсутствия фосфоритов по северо-восточному борту Большекаройской долины. Здесь мощности пачки колеблются от первых метров до, максимум, 40 м. Небольшие мощности: 25, 30, 35 м наблюдаются на участках месторождений Тамды и Кыршабакты-I, II. Далее в северо-восточном и северо-западном направлениях мощности существенно (в 2—



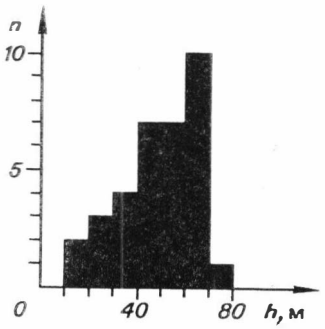
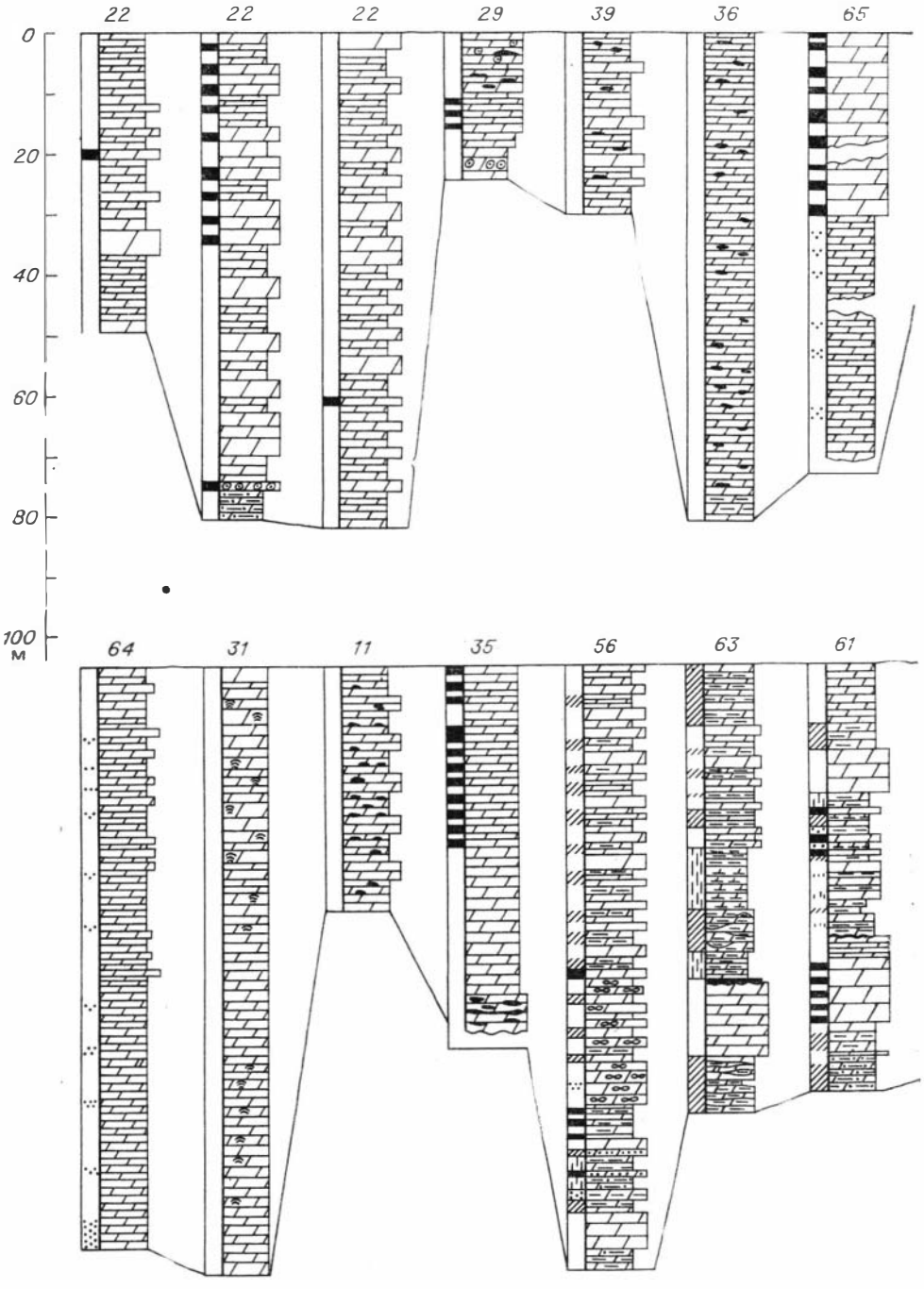


Рис. 66. Гистограмма мощностей пачки В и их распределение.



3 раза) увеличиваются. Максимальные мощности (80—100 м) наблюдаются в северной части КФБ (рис. 69). Большая мощность пачки Г зафиксирована и в разрезе по р. Шошкабулак на северо-западном фланге месторождения Джанытас. Однако на участках Беркуты Северной Актас, долины Аксай (месторождение Алажар), а также на Аксае вопрос о мощности пачки Г пока остается открытым. На первых трех верхняя граница пачки проведена условно, так как здесь отсутствует маркирующий массивный черный доломит. В более южных разрезах — в долине Аксай и на месторождении Аксай пачка Г перекрывается массивными доломитами, которые пока нельзя с полной уверенностью

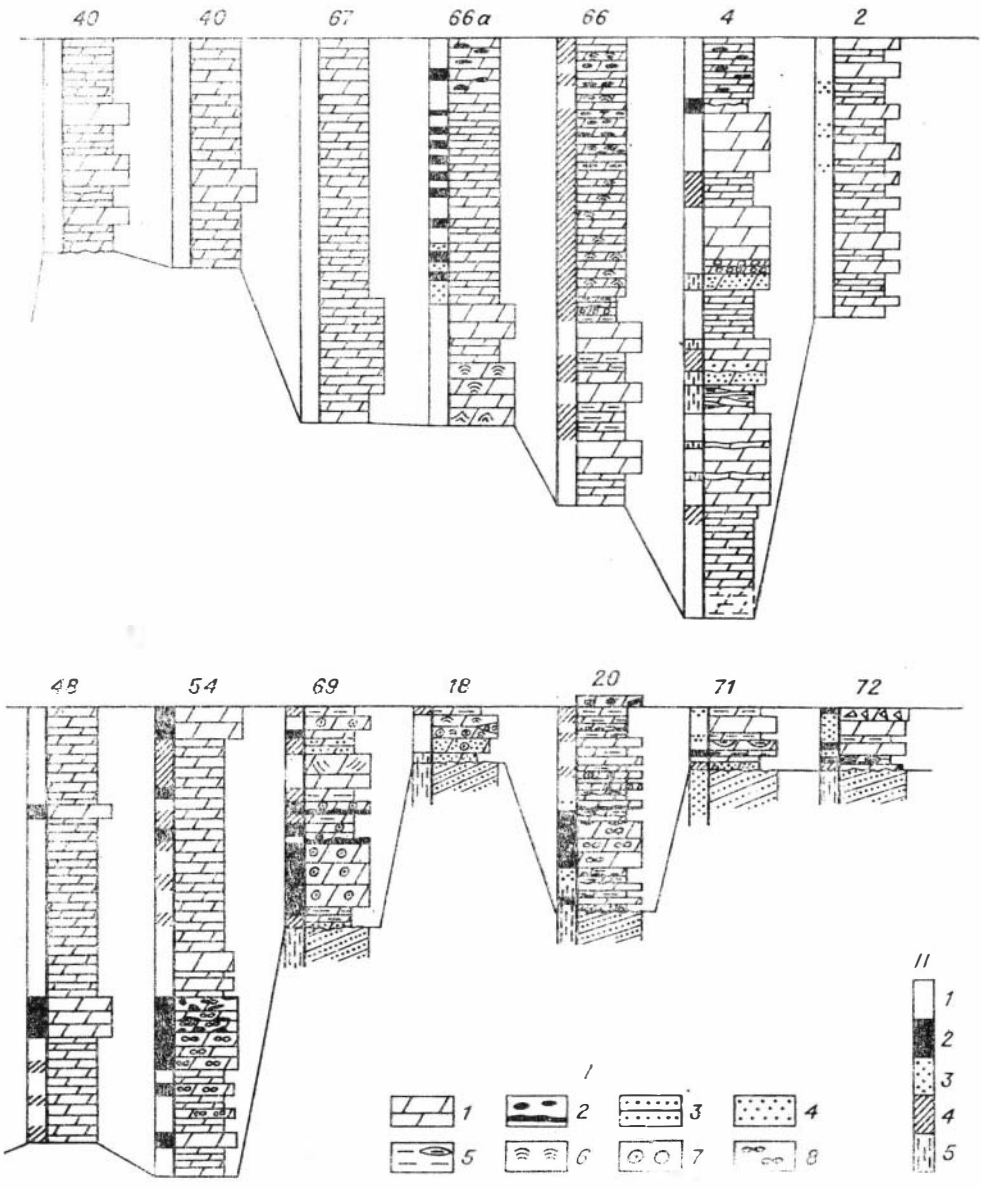
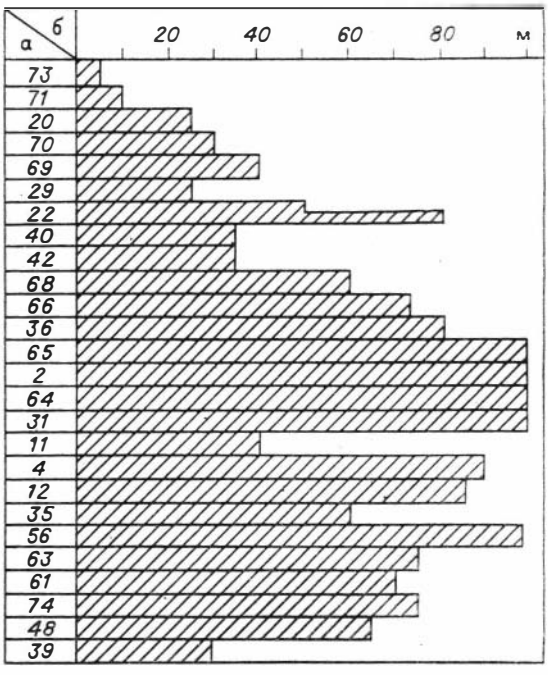


Рис. 67. Схема корреляции колонок пачки Г. Номера разрезов см. на рис. 1.
I — литологическая колонка: 1 — доломиты, *2* — кремневые линзо-слойки и включения, *3* — песчаники, *4* — песчаная примесь, *5* — аргиллиты и глинистая примесь, *6* — строматолитовые текстуры, *7* — онколиты, *8* — пятнисто-сгустковая текстура.
II — цвет пород: 1 — серый, светло-серый; *2* — темно-серый, черный, *3* — розовый, красный, *4* — желтоватый, *5* — зеленоватый.

отождествить с нижней пачкой бугульского стратотипа. В этих разрезах пачка Г делится на две примерно равные части: нижнюю, тонкоплитчатую, с красноватыми тонами окраски на коричневато-сером фоне и верхнюю, тонкослоистую, темно-серую или полосчатую — чередование темно-серых и светло-серых полос. Однако на участках Коктал, Кыршабакты-III, Акджар и отчасти Кесиктюбе, где верхняя граница пачки проводится уверенно, верхняя половина этой пачки темно-серая или полосчатая.

По составу разрезы пачки Г отчетливо разделяются на чистые доломитовые и глинисто-доломитовые. Последние (к ним относится и стратотипический разрез Джилана) характеризуются присутствием среди чи-



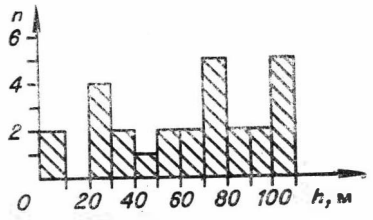


Рис. 68. Гистограмма мощностей пачки Г и их распределение.

стых доломитов пачек и слоев мергелей, глинистых доломитов и чисто глинистых пород, насыщающих отдельные пачки. Глинистая примесь придает отдельным частям разреза желтоватый и пестроцветный облик. Тона пестрой окраски не интенсивные, но довольно заметные. Наиболее показательны по этому признаку разрезы пачки Г на месторождении Джанытас, где в нижней половине до середины пачки встречаются часто следующие один за другим слойки зеленоватых и желто-зеленоватых алевритистых аргиллитов, а доломиты настолько обильно насыщены глинистым материалом, что могут называться мергелями. Цвета у них розовые, нежно-зеленые, желтоватые. Верхняя треть пачки содержит гораздо меньше глинистой примеси, чем нижние две трети.

Наиболее ярко глинистой примесью и гидроокислами железа (густо красная окраска) окрашены наиболее сокращенные разрезы свиты по северо-восточному борту Большекаройской долины и на участке Бабаата. Вдоль Большекаройской долины шабактинская свита налегает на зеленые и красные песчаники и алевролиты большекаройской свиты с явным угловым несогласием. Сопоставления показали, что здесь шабактинская свита начинается с самых верхов пачки Г, выше которой следует легко опознающаяся совершенно безглинистая бугульская подсвита с маркирующим горизонтом черных доломитов в основании и строматолитовым строением слоев.

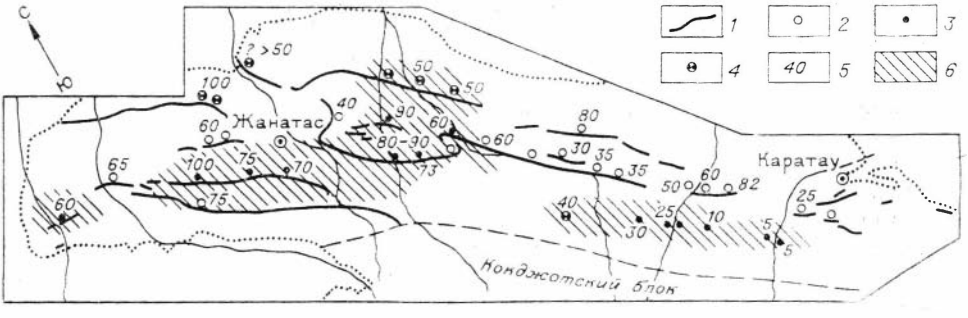


Рис. 69. План распределения мощностей и качеств пачки Г.

1 — выходы продуктивной пачки чулактауской свиты; *2* — пункты разрезов пачки Г без пестроцветов; *3* — то же, с пестроцветами; *4* — то же, со слабо выраженными пестроцветами; *5* — мощность (м); *6* — область распространения пестроцветов.

Шабактинская свита содержит в основании зрелый песчаный материал. При этом с самого низа свиты в изобилии присутствуют прослои, линзочки, пласты черного онколитового доломита. Между слоями онколитового доломита располагаются глинистые слои и пачки доломитов, окрашенные в желтоватые и розоватые тона. На участках же минимальных мощностей пачки Г (по северо-восточному борту Большекаройской долины вдоль руч. Женишке-Тамды), в базальных доломитовых слоях шабактинской свиты местами наблюдаются обильные примазки, линзослойки и довольно крупные (0,5 м по мощности) слои красных кремнистых аргиллитов[6], розово-красных доломитов. Происхождение красной окраски, как мы предполагаем, связано с примесью переотложенного выветрелого материала подстилающего комплекса. На левом склоне лога руч. Женишке — Тамды, примерно в 1 км северо-западнее р. Тамды, красный материал наблюдается также в основании бугульской подсвиты — в черном массивном доломите, который представляет собой крупнообломочную сингепетическую брекчию с матриксом из мелко-косослойчатого розово-красного глинистого карбоната.

Пачка Г — единственная из пачек в шабактинской свите, в которой наблюдаются пестроцветные красно- и зелено-окрашенные глинисто-карбонатные породы, и в этом отношении она представляет неплохой маркирующий горизонт.

По глинистой примеси разрезы пачки Г можно разделить на четыре типа:

1) наиболее сокращенный, где пачка ложится с несогласием на терригенный комплекс и имеет в основании незначительную кору выветривания (элювий) на нем, а переотложенный материал подстилающих пород выражен красными аргиллитами и обильно насыщает базальные слои карбонатного комплекса;

2) полный мощный с пестроцветными глинистыми прослоями и пачками (густо-розовых и нежно-зеленых тонов), отлагавшимися на удалении от участков размыва большекаройской свиты. Область с разрезами этого типа расположена к СЗ от области налегания верхов пачки Г на терригенный комплекс;

3) полный мощный, где пачка Г выражена тонкослоистыми, преимущественно сероцветными породами, без пестроцветов, но с явным присутствием глинистого материала: находится к северо-западу от предыдущих.

Расположение трех типов разреза друг относительно друга указывает на источник глинистого материала (массивы пород Большекаройской долины);

4) полный и сокращенный неглинистый тип. Пачка сложена чистыми светлыми и темно-серыми доломитами. Мощности самые различные. Интересно то, что этот тип разрезов может близко соседствовать с областью смыва продуктов выветривания, как это наблюдается в полосе от месторождения Тамды до северо-западного края Кыршабакты-III, что нами связывается с направлением переноса. Разрез на месторождении Герес как бы оконтуривает другой край веера разноса, глинистая примесь в пачке Г на этом участке также почти не ощутима.

Локализация глинистых примесей и пестроцветов преимущественно в нижней половине пачки Г говорит о том, что Большекаройско-Кокджотский выступ суши был перекрыт лишь к концу отложения пачки, что и подтверждается сопоставлением разрезов. Некоторые части этой суши существовали почти до начала бугульского времени.

Сероцветные отложения характерны для всего интервала пачки Г; иногда они образуют мощные (до 10—15 м) массивные слои. Сопостав-

[6] Анализы этих аргиллитов показали, что порода представляет смесь слюды диоктаэдрического типа, кварца и карбоната, а также хлорита и гематита. Свободного Al_2O_3—2,5—3,7%, свободного SiO_2—40—45%; Fe_2O_3—4,85%; P_2O_5—0,09—0,25%.

ления показывают, что различные части пачки Г — нижние, верхние, средние — могут выпадать совершенно.

Доломиты пачки Г представляют собой онколитовые, неллетные образования или доларениты. До раскристаллизации это был неллетно-онколитовый песок. Окремнение не очень характерно для пачки Г, лишь немногие разрезы заметно окремнены. Чаще окремнение локализуется в отдельных слоях или вовсе не наблюдается. В составе пачки значительную роль с самого низа играют помимо онколитовых также и строматолитовые карбонаты (см. рис. 24, *а*). Строматолитовые текстуры здесь отличаются от аналогичных текстур, нижележащих слоев шабактинской и чулактауской свит, но еще во многом сходны с таковыми из нижней части «нижнего доломита» (полого-волнистые, волнистые, плоские).

* * *

Подведем некоторые итоги описания джиланской подсвиты. Эта толща мощностью от 50—60 до 200—250 м состоит из пачек А, Б, В и Г разной мощности. Пачки А и В представляют собой массивные чистые сгустковые и онколитовые доломиты, Б и Г — относительно мелкослоистые глинистые доломиты. Таким образом, джиланская подсвита обладает вполне определенной структурой. Она представляет собой сочетание двух, как принято говорить, «ритмов»[7]. Каждый «ритм» начинается относительно чистыми карбонатами с признаками отложения в стабильных условиях на мелководье и в чистой воде, которые вверх сменяются пачками карбонатов, заметно загрязненных терригенной примесью, с частой сменой условий; в этих пачках изобилуют органогенно-детритные карбонатные породы, кремневые включения.

Строение джиланской подсвиты обладает ясной направленностью. Нижний «ритм» менее мощный, чем верхний, и содержит большее количество терригенной примеси. Причем заметная роль в составе последней здесь принадлежит материалу песчано-алевритовой размерности, в карбонатах фиксируются грубые кластические включения (детрит раковин, обломочки от сингенетичных размывов). Замечен глауконит, отсутствующий в верхнем «ритме», кроме того, породы более фосфатны, чем в верхнем.

Верхний «ритм» сложен более «чистыми» карбонатами. В качестве терригенной примеси здесь присутствует в основном тонкая примесь глинистого материала. В заметном количестве отмечаются темно-серые и черные доломиты. Появляется обилие бугристых строматолитовых построек. Фосфатность пород почти во всех слоях верхнего ритма находится на уровне кларковых содержаний. В верхах многих разрезов верхнего «ритма» признаки терригенной примеси практически уже не заметны.

Терригенная примесь является ведущим признаком для отличия джиланской подсвиты от вышележащих отложений. Выше нее во всей остальной части шабактинской свиты заметной терригенной примеси и тем более глинистых пород не обнаружено ни в одном из многочисленных пересечений. В то же время любая из пачек джиланской подсвиты, даже самая «чистая» из них пачка В, содержит если не рассеянную примесь, то тоненькие слойки-примазки глинистых пород, хотя бы в некоторых разрезах.

Содержание терригенного глинистого и песчанистого материала, а также фосфатность сближают джиланскую подсвиту с чулактауской и кыршабактинской. Взятые вместе эти подразделения образуют нижнюю

[7] Под ритмом правильнее понимать размер интервала между повторяющимися элементами разреза, т. е. расстояние между повторяющимися сигналами.

часть тамдинской серии, в которой можно встретить терригенный материал, глауконит и визуально или микроскопически диагнозируемый фосфат. Выше кровли джиланской подсвиты вместе с терригенным материалом исчезают и ритмы терригенно-карбонатного типа, уступая место ритмам из чистых карбонатов. Ведущую роль в разрезе начинают играть черные карбонатные породы.

По данным Г. Х. Ергалиева и Н. В. Покровской [42], с пачки Г начинаются среднекембрийские отложения, так что возраст джиланской подсвиты укладывается в верхи алданского яруса и ленский ярус.

Интересно отметить совпадение подразделений джиланской подсвиты с химической характеристикой пород этого же стратиграфического интервала. Работами Центральной геохимической экспедиции ИМГРЭ «в перекрывающих продуктивную толщу доломитах шабактинской свиты установлены комплексные геохимические аномалии марганца, титана, стронция, меди, никеля, ванадия и свинца, образующих в нижней (трехсотметровой зоне) части разреза „шлейфы" повышенных концентраций» [11, с. 88] этих элементов.

Эти аномалии устанавливались в зоне максимальных мощностей и полного разреза шабактинской свиты по р. Коксу. Таким образом, зона аномалий по мощности их в разрезе хорошо совпадает с джиланской подсвитой. Аномальное содержание марганца наблюдается в 50—70-метровой зоне выше кровли фосфоритов и соответствует нашим пачкам А и Б, а также самым низам пачки В. Титан аномально распространен в интервале до 150 м от кровли фосфоритов, что соответствует пачкам А, Б, В и нижней половине пачки Г. «Шлейфы» меди и стронция проявлены в 200—300-метровой зоне, что, в общем, соответствует всей джиланской подсвите с небольшим «заходом» в низы вышележащих отложений. По-видимому, геохимические аномалии отражают состав пород нижней из подсвит шабактинской свиты. Относительно дорогостоящее геохимическое подразделение разреза карбонатной толщи может быть заменено более «дешевым» — визуальным расчленением по предложенной схеме.

Бугульская подсвита

Пачка Г почти повсеместно совершенно согласно и без каких-либо следов размыва покрывается пачкой черных доломитов, маркирующих горизонт, крепких массивных, выделяющихся в рельефе. Стратотип пачки можно было бы назначить в ряде мест, но особенно хорошо его положение в разрезе и нижний контакт наблюдается по правому склону ущелья р. Шабакты ниже месторождения Джилан. Особенно хорошо просматривается этот маркирующий горизонт, который обозначим литерой Д, издали с противоположного склона ущелья.

Выше данного горизонта следует довольно мощная, порядка 200—300 м (возможно, и до 400 м), толща неравномерного переслаивания черных и светло-серых доломитов с резким преобладанием светлых. Характерной ее особенностью является то, что доломиты весьма часто обнаруживают отчетливую строматолитовую бугристую и плосковолнистую текстуру.

Доломиты бугульской подсвиты чаще всего афанитовые, тонкослойчатые (по нескольку слойков на миллиметр). Слои разной текстуры — массивные и мелкоплитчатые — довольно часто, через 0,5—3 м, чередуются, причем вторые преобладают. Встречаются пачки массивных доломитов мощностью по нескольку метров, но слагающие их породы обычно в отличие от таких слоев в пачках А или В яснослойчатые, но чаще всего тонкослойчатые.

В породах заметное количество наложенных на доломиты новообразованных линзообразных конкреций черного или более светлого, до бе-

лого, кремния. В ряде мест наблюдаются зоны очень интенсивного послойного окремнения, в раздувах имеющие толщину до 1—1,5 м.

Стратотип бугульской подсвиты находится вдоль отрезка р. Бугуль, проходящего по Малокаройской долине, где подсвита слагает северо-восточный борт долины. Она прекрасно обнажена по северо-восточному борту Большекаройской долины (*20, 21, 69, 70, 71, 73, 79*), по ущелью р. Шабакты ниже месторождения Джилан (*4*) и ниже месторождения Карашат (*14*), а также по руч. Коксу (*31*) и на участке месторождения Коктал (*22*). Во всех пунктах подсвита представлена полностью. На

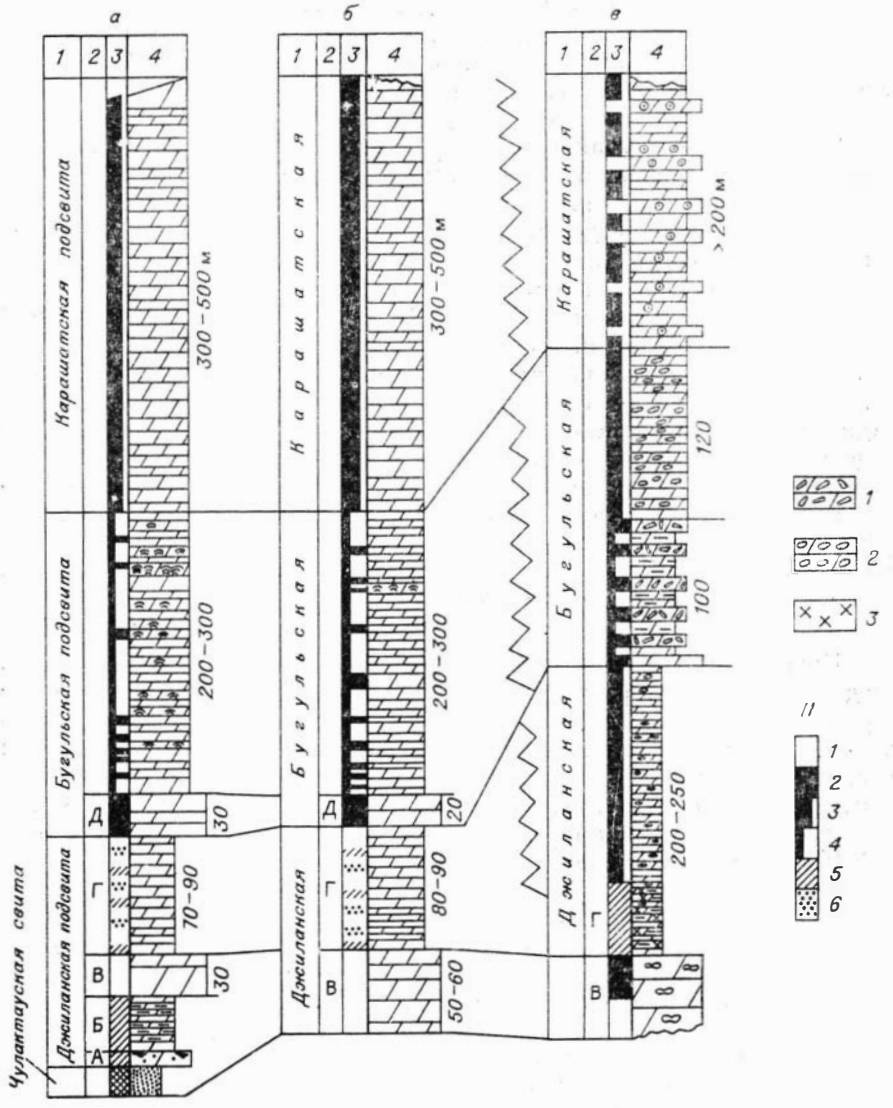


Рис. 70. Схема корреляции колонок джиланской, бугульской подсвит в поперечном профиле через центр КФБ. Усл. обозн. см на рис. 23.

I — литологическая колонка: 1 — плоскообломочные брекчии оползаний; *2* — конгломеративные карбонаты; *3* — железистые, красноватые слои. (Прочие усл. обозн. см. на рис. 23).

II — цвет пород: 1 — светлый (серый), *2* — темно-серый и черный, *3* — преобладание темного над светлым, *4* — преобладание светлого над темным, *5* — красноватый, *6* — зелено-желтый, *а* — разрез по р. Шабакты ниже участка Джилан (*4*); *б* — разрез по р. Шабакты ниже участка Карашат (*14*); *в* — разрез по р. Кыршабакты на участке Актас (*9*).

рис. 70 даны колонки бугульской подсвиты вместе с вмещающими отложениями в поперечном профиле КФБ.

Базальный черный доломит бугульской подсвиты имеет довольно выдержанную мощность — от 15—18 до 25—30 м. Нижняя граница четкая, резко выражена. Верхняя более расплывчата, часто доломиты верхов пачки Д светлые, но структурно такие же. Кремнистые включения этой пачке мало свойственны, они отмечены в меньшинстве разрезов. Иногда в нескольких (от 5—7 до 20—25) метрах выше кровли пачки можно заметить два сближенных пласта черных доломитов, помогающих ее опознать (участки месторождений Аткум, Коктал, Карашат, Джетымтал, Джанытас и со стороны Большекаройской долины — руч. Жолбарскамал, р. Тамды).

Сложена пачка Д средне- и мелкозернистыми доломитами, часто с характерной «червячно-слойчатой» (см. рис. 65) текстурой: чередование светлого карбонатного материала со слойками, имеющими извилистые, волнисто-изогнутые границы и длиной по нескольку сантиметров. Характерны также мелкокомковатая текстура, а также пеллетная и онколитовая, заметные в неперекристаллизованном доломите. Строматолитовых текстур здесь не наблюдалось.

Развита пачка Д почти повсеместно, где можно было наблюдать данный интервал разреза, за исключением зоны с участками Беркуты Северный — Актас — долина Аксай (разрезы *1*, *2*, *64*, *65*). Здесь пачка Г стратиграфически вверх переходит в толщу тонкослоистых черных и темно-серых доломитов, которая, судя по ее мощности, далеко выходит за объем джиланской подсвиты, даже если предположить резкое увеличение ее мощности. На участке Актас в 200—250 м от кровли пачки В зафиксирован массивный пласт черного зернистого доломита мощностью в 7 м, выше которого следует серия сближенных массивных темно-серых слоев с брекчиевой плоско-обломочной текстурой (см. рис. 70). Возможно, указанный пласт — аналог пачки Д, хотя при таком сопоставлении мощность нижележащей пачки слишком велика.

Стабильность значений мощности пачки Д вместе с характеристикой вышележащей толщи говорит о том, что к моменту его отложения КФБ был полностью перекрыт морем, прекратили действовать области ближнего и дальнего питания бассейна. Сохранилась лишь специфика северо-восточной полосы КФБ, где разрез не подразделяется на пачки.

Вышележащая толща доломитов уже была охарактеризована. Добавим лишь некоторые детали по конкретным разрезам.

Терригенных пород и примесей, как сказано, в бугульской подсвите не отмечается. Однако в некоторых и достаточно редких случаях замечены прослои кластических карбонатных пород с обломками карбонатного и, иногда, кварцевого состава. Такие прослои, которые в отличие от часто наблюдаемых мелкодетритных доломитов можно назвать конгломератовыми, развиты в низах бугульской подсвиты в разрезах северо-восточного борта Большекаройской долины. Это как раз там, где наиболее отчетливо наблюдается несогласие между шабактинской свитой и каройским комплексом и переотложенные продукты коры выветривания в основании первой являются аналогом верхов пачки Г.

Замечено, что строматолитовые текстуры выражены по разрезу бугульской подсвиты почти повсеместно, но весьма неотчетливо. Слои с отчетливой текстурой биогермов размерами до 0,3—0,4 м в высоту и ширину встречаются довольно редко и сопровождаются интенсивным окремнением (рис. 71, *а*), а иногда с ними соседствуют мелкообломочные карбонатные гравелито-брекчиевые и крупноонколитовые слои.

Примерно в 180 м выше кровли пачки Д в разрезе по левому склону ущелья Улькен-Дарбаза (ниже слияния ручьев Карашат и Жолбарскамал (пункт 20) был отмечен слой с шаровыми, концентрически насло-

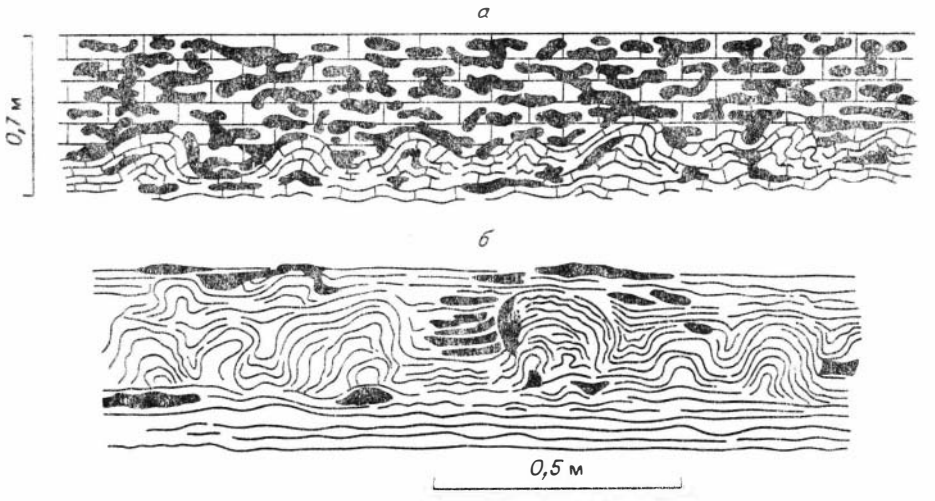


Рис. 71. Интенсивное окремнение (*а*) по строматолитовым доломитам бугульской подсвиты (Джилан), *б* — горизонт биогермных доломитов в бугульской подсвите.

ешными окремненными биогермами размером с футбольный мяч. Больше нигде в КФБ такие образования пока не зафиксированы.

В общем, можно сказать, что крупность и четкость строматолитовых текстур и онколитов явно возрастает в верхней части бугульской подсвиты. Здесь, в основании ее верхней четверти, залегает маркирующий слой столбчато-бугристо-строматолитовых доломитов мощностью в 1—2 м, резко выделяющийся на фоне разреза (рис. 71, *б*). Этот слой отмечен также на месторождениях Тамды, Джилан и по южной половине СВ борта Большекаройской долины.

Верхняя граница бугульской подсвиты проводится там, где четкое переслаивание светло-серых и темных, черных доломитов, местами с частыми кремневыми линзочками и зонками сменяется более расплывчатым чередованием менее окремнелых, массивных, темно-серых и серых доломитов, с преобладанием темно-серых. Эта более темная толща именуется нами карашатской подсвитой.

В некоторых разрезах (руч. Коксу) бугульская подсвита перекрывается не более темной толщей, а пачкой массивных светлых доломитов мощностью до 100—200 м. В других такая пачка отсутствует.

Во многих случаях изучены неполные разрезы бугульской подсвиты, так как во многих местах КФБ отсутствуют условия для наблюдений. Отложения подсвиты присутствуют практически везде — от широты месторождений Герес и Коксу на СЗ КФБ до широты г. Каратау на юге. Маркирующая пачка Д устанавливается чаще всего не сама по себе, а лишь в совокупности с вышележащей толщей характерного переслаивания светлых тонкослоистых доломитов с черными и темно-серыми доломитами.

Верхняя граница бугульской подсвиты установлена в небольшом количестве разрезов — в 10—12 пересечениях. Сопоставление их между собой показывает, что выше бугульской, в целом светлой и тонконаслоенной подсвиты («тонко» — в масштабе всей подсвиты), следует более темноокрашенная, в целом, или содержащая сближенные в разрезе относительно мощные пласты черных доломитов.

Наиболее отчетливо это видно на обоих бортах ущелья р. Шабакты непосредственно ниже по течению от месторождения Джилан и ниже месторождения Карашат. Мощности бугульской подсвиты здесь и в других местах определялись с погрешностью 20—30%, поэтому приводимые

цифры скорее иллюстрируют порядок значений, а не истинные значения мощности.

На месторождениях Джилан (*4*) и Карашат (*14*) толща светло-серых доломитов (с подчиненным количеством черных и темно-серых) имеет мощность от 150 до 200—300 м. На ее светлом фоне резко выделяются отдельные густо-черные слои мощностью от 1—2 до 5 м, причем прослеживаются они на расстояние до нескольких километров. На Джилане насчитывается 10 таких черных слоев. Доломиты подсвиты в целом здесь все неяностроматолитовые и только в верхней ее четверти залегает маркирующий строматолитовый пласт, упомянутый выше.

Светлые и мелкослоистые доломиты бугульской подсвиты выше довольно резко (на Джилане (*4*) — после четко выраженного черного пласта в кровле) сменяются доломитами с более крупной слоистостью, с явным преобладанием черных и темно-серых. Такую смену отчетливо удалось наблюдать в пересечениях низов шабактинской свиты в средней части месторождения Кесиктюбе, на месторождениях Джанытас (руч. Тогузбай (*61*)), Аткум (*16*), Коктал (*22*), Кырпабакты-1 (*40*). Мощности бугульской подсвиты при этом соответственно определяются в 120—160? м, 200—250 м, 130—200 м, 130—150 м, 120—140 м, т. е. порядка 150—250 м.

Несколько иной разрез бугульской подсвиты наблюдается по руч. Коксу (*31*). Здесь, выше такой же, как на перечисленных участках, толщи переслаивания светлых строматолитовых доломитов с темными (мощностью до 200 м) следует пачка (100 м) очень светлых и чистых тонкослоистых строматолитовых афанитовых доломитов. Эти породы имеют явственно розоватые оттенки на фоне светло-серой окраски, местами даже розовые разводы и примазки, а кроме того, в них очень часты прослои (по 2—3 дм) мелкообломочных карбонатных брекчий. Выше этой розоватой детритно-строматолитовой пачки следуют темноокрашенные строматолитовые доломиты со сближенными в разрезе черными пластами. По внешнему облику темноокрашенная пачка отнесена к карашатской подсвите. Таким образом, бугульская подсвита в разрезе по р. Коксу имеет мощность около 300 м.

Неясно, где проводить верхнюю границу бугульской подсвиты в разрезах северо-восточной окраины КФБ: в районе месторождений Беркуты Северный, Актас (см. рис. 70, *в*), Алажар? Со значительной долей предположительности в разрезе Актаса она проведена по кровле толщи тонкослоистых темно-серых доломитов с рассеянными линзо-конкрециями черных кремней. Выше нее здесь начинается переслаивание черных доломитовых брекчий, и разрез существенно «темнеет»; таким образом, на бугульскую подсвиту в районе Актаса и Алажара приходится 100—200 м.

Существенно отличаются от описанных разрезы бугульской подсвиты в юго-западной части КФБ — по северо-восточному борту Большекаройской долины. Здесь интервал разреза, обладающий характерными чертами бугульской подсвиты и расположенный над маркирующей пачкой Д, которая довольно уверенно опознается, имеет значительно бо́льшие мощности, чем в остальной части КФБ. Значения мощностей подсвиты здесь оцениваются в 300—400 м и даже несколько более, т. е. превышают восточные и северные разрезы в 1,5—2 раза. В отдельных местах, как, например, в хр. Актау (*79*), в 1 км на СЗ от выхода р. Тамды из Большекаройской долины, существенно темная толща доломитов начинается в 170—180 м выше кровли пачки Д, но уже по правому склону ущелья р. Тамды (*73*) темная толща наблюдается гораздо выше по разрезу. Здесь возможны и ошибки в определении характеристик разреза, поэтому пока воздержимся от конкретных утверждений. Во всяком случае выше пачки Д по северо-восточному борту Большекаройской долины бугульская подсвита присутствует и мощность ее здесь определенно

больше, чем в вышеприведенных разрезах северо-западной части КФБ. Это согласуется с приводимыми в работе [110, с. 171, рис. 20] данными об увеличении мощности шабактинской свиты в пределах Большекаройского блока по сравнению с Малокаройским и Аксайским блоками и вариациями мощности отдельных стратиграфических подразделений этой свиты на уровне ярусов и отделов [110, с. 172, рис. 21].

Карашатская подсвита

Темноцветная толща доломитов, перекрывающая бугульскую подсвиту и выделяемая как карашатская подсвита, изучена также недостаточно. В разрезах северо-западной части КФБ она представляет собой монотопное чередование коричневато-темно-серых, черных и серых афанитовых и мелкозернистых доломитов, причем светлые разности находятся в явном подчинении. Известковые доломиты довольно редки, они в обилии появляются в северо-восточной зоне района.

В разрезе по р. Шабакты, ниже месторождений Карашат (*13*), Джилан (*4*), карашатская подсвита разделяется на две части: нижнюю — более темную и более мелкоплитчатую и верхнюю — более светлую и толстоплитчатую, содержащую более мощные пласты темных доломитов. Каждая часть имеет мощность преимущественно порядка 200 м, верхняя иногда до 300 м, причем верхняя граница ее проводится по разрыву (см. рис. 70, *а*).

Аналогичный состав, хотя и с некоторыми различиями в деталях, карашатская подсвита имеет в пересечении через среднюю часть гряды на участке Кесиктюбе (*74*). Нижняя часть подсвиты мощностью до 50 м здесь сплошь представлена темными неясноплитчатыми, мелко- и среднеслоистыми доломитами. Выше по типу отдельности следует такая же, но, в общем, более светлая пачка (благодаря появлению светлых прослоев), в которой через интервалы в 25—30 м располагаются пласты черных массивных доломитов (3—5 м), выделяющиеся на общем фоне.

В пересечениях через месторождения Герес (*49*), Аткум (*16*), Коктал (*22*), Кыршабакты-I (*40*) и Коксу (*31*) карашатская подсвита представлена чередованием массивных черных строматолитовых доломитов (нередко с окремнением) и серых, тоже нередко строматолитовых доломитов с прослоечками мелкообломочных карбонатных брекчий.

На месторождениях Кесиктюбе (*74*), Аткум (*16*), Кыршабакты-I (*40*), Коктал (*22*) подсвита описывалась не полностью в пределах нижних 100—200 м. В ее полном разрезе по руч. Коксу (31) мощность составляет порядка 500—600 м (возможно, до 700 м). Здесь подсвита перекрывается пачкой светлых массивных доломитов до 200—300 м мощностью, которые относятся уже к вышележащей подсвите.

Близкую к разрезу по р. Коксу величину мощности — 400—600 м — карашатская подсвита имеет в пересечении по ущелью Улькен-Дарбаза и по руч. Тогузбай (*61*) — до 300—400 м. В последнем пункте она представлена толщей почти исключительно черных хемогенных доломитов, полосчатых, мелкоплитчатых, с многочисленными прослоями среднекластических брекчий. Особенно обильны эти карбонатные брекчии в верхах данного разреза подсвиты.

Другой разрез, где карашатская подсвита содержит кластогенные образования, находится на участке Актас (см. рис. 70, *в*). Здесь над тонкослоистыми темно-серыми доломитами бугульской подсвиты с пластом неслоистого черного доломита в основании (7 м) залегает толща довольно равномерного чередования тонкоплитчатых (по 0,5—2 см) черных доломитов и массивных черных плоскообломочных доломитовых конгломератов-брекчий по 0,5—2 м. Сходство обломков и доломитового цемента приводит к заключению о происхождении таких конгломерато-

брекчий за счет взламывания затвердевших доломитовых слойков и смешивания обломков с карбонатным илом. Размер обломков в этих образованиях по длинной оси до 5—10 см. Необычным для надджиланской части шабактинской свиты является обилие в данных конгломерато-брекчиях красноватого глинистого материала; глинистые слои, насыщенные карбонатными конкрециями, разделяют также слои доломитов. Пачка глинистых доломитов со слоями конгломерато-брекчий имеет мощность 100 м.

Выше следует монолитная пачка массивных темно-серых и черных слоев сходных конгломерато-брекчий без разделяющих слоев (около 120 м).

Еще выше залегает пачка массивных, преимущественно черных доломитов, часто чередующихся (через 3—5 м) с более светлыми крупнозернистыми онколитовыми (до 0,5—1 м) доломитами. Черные доломиты пронизаны многочисленными ходами илоедов, заполненными более светлым карбонатным материалом. Брекчий здесь уже нет. Мощность пачки — более 250 м.

Во всех трех описанных пачках совершенно отсутствуют кремневые включения. Среди доломитов часто встречаются внешне неотличимые от них слои известняков.

Корреляция со стратотипом данного разреза затруднена и поэтому на основе имеющихся наблюдений невозможно с уверенностью отнести верхнюю пачку к карашатской подсвите.

Вдоль северо-восточного борта Большекаройской долины карашатская подсвита сохраняет описанный облик; это темноокрашенные массивные доломиты, чередующиеся с подчиненными светлыми разностями. Мощность подсвиты 300—400 м. Однако здесь пачка массивных доломитов (до 200 м), залегающая в основании, имеет светлый облик. Мощность карашатской подсвиты 500—700 м.

По данным, приводимым в рукописных отчетах К. А. Лисогор (1958, 1960 г.), карашатская подсвита отвечает верхнему кембрию и, возможно, части нижнего ордовика.

Актауская подсвита

Выше карашатской подсвиты в наиболее протяженных разрезах — по ручьям Коксу (*31*) и Тогузбай (*61*), по р. Шабакты, а также в ущелье Улькен-Дарбаза — по р. Коктал (*22*) и в ущелье р. Тамды в хр. Актау (*73*) — залегает толща доломитов, тоже темноокрашенная, но уже с заметным количеством известняков. В разрезах хр. Актау, отделяющего Большекаройскую долину от Малокаройской, и по руч. Коксу (*31*) эта толща начинается пачкой массивных светлых доломитов мощностью в хр. Актау от 40 до 100 м, а на р. Коксу — до 300 м. Выше этой светлой пачки следует чередование мощных (5—10-метровых) пластов черных карбонатов, разделенных более тонкими слоями светлых. В ней еще могут встречаться пачки светлых массивных карбонатов мощностью 30—50 м. Эту надкарашатскую часть разреза и предлагается выделять под названием актауской подсвиты по хр. Актау, разделяющему долину КФБ.

Наиболее протяженный разрез подсвиты получен при пересечении юго-западного хр. Актау, между отрезком р. Бугуль, пересекающим этот хребет, и оз. Кульме (*75*), в 4,5—5 км юго-восточнее его.

Здесь актауская подсвита обнажена почти идеально, но нижняя ее граница теряется в зоне смятия и разрывов, а верхняя представляет собой плоскость разрыва, ограничивающего хребет с северо-востока. Видимая мощность подсвиты порядка 1,5 км. Несмотря на большую мощность, актауская подсвита представляется довольно однородной, яв-

Таблица 5

Схема сопоставления стратиграфических подразделений тамдинской серии

Возраст	Ярус	Свита	Подсвита	Горизонт	Слои, пачки, части	Мощность, м		Аномалии содержания элементов-примесей в породах
O_{1+2}	Алданский	Шабактинская	Актауская			До 1500		
$\epsilon_3 - O_1$			Карашатская		Верхняя часть	500—700		
					Нижняя часть			
ϵ_{2+3}			Бугульская				200—400	
					Пачка Д	12—30		
ϵ_2	Ленский		Джиланская		Пачка Г	80—90	50—250	Медь, стронций, Титан, Марганец
					Пачка В	15—80		
					Пачка Б	10—50		
					Пачка А	до 10		
ϵ_1		Чулактауская		«Бурых доломитов»	Слой, «завершающий фосфорит»	0,1—0,2	До 8—10	
				Железомарганцевый (Ушбасский)	Верхняя пачка (часть)	До 2,8		
					Нижняя пачка (часть)			
				Фосфоритовый (продуктивный)	Верхняя (главная) фосфоритовая пачка	До 15—20		
					Фосфато-сланцевая пачка	2—30		
					Нижняя фосфоритовая пачка	0,5—10		

Окончание табл. 5

Возраст	Ярус	Свита	Подсвита	Горизонт	Слои, пачки, части	Мощность (м)		Масштабное соотношение и мощности подразделений
ϵ_1	Алданский	Чулактауская		Кремневый	Верхняя пачка (часть)	2—6	До 40—42	Актауская
					Нижняя пачка (часть)	2—6		
?					«Базальный фосфорит»	0,1—0,2		
			Нижний горизонт тамдинской серии	«Нижних доломитов»	Верхний массивный слой	2—5	До 10	
					Верхний фосфатный слой	0,3—1		
					Верхний глауконитовый слой	0,5—1,5		
					Волнисто-биогермный слой	2—5		
V — ϵ_1?		Кыршабактинская			Нижний глауконитовый слой	До 80	До 150	Карашатская
					Слой «окремнелый доломит»			Бугульская
					Нижний фосфатный слой			Джиланская
					Пачка «розовых доломитов»	До 15		Чулактауская
					Базальная конгломобрекчиевая пачка	До 60		Кыршабактинская

ляясь сочетанием массивных светлых доломитов, разделяемых подчиненным количеством маломощных (0,3—1 м) светлых слоев.

Нижняя четверть подсвиты сложена преимущественно светлыми доломитами, особенно массивными и неслоистыми в нижней половине, с интервалами разреза (до 0,5—1,5 м) интенсивного послойного окремнения. Средние две четверти подсвиты — темно-серые и черные крупноплитчатые доломиты пятнисто-сгустковой и «червячно»-слоистой текстур с подчиненным количеством светлых. В толще содержится две мощные (по 50—60 м) пачки светлых доломитов. Темноокрашенная часть разреза вверх совершенно постепенно переходит сначала в серую, затем в очень светло-серую пачку массивных неслоистых грубоплитчатых доломитов. Мощность этой части разреза более 300 м. Низы актауской подсвиты в данном пересечении коррелируются с разрезом по руч. Тогузбай (*61*). Примерно аналогичный (в нижней части) разрез наблюдается по руч. Коксу (*31*), по ущелью Улькан-Дарбаза (*21*). Это говорит о том,

что, возможно, протягивается актауская подсвита на существенные расстояния.

Неяснослоистые светлые и четко наслоенные темные пачки актауской подсвиты образуют ритмичное чередование.

Судя по отчетным материалам К. А. Лисогор, полученным ею при изучении разреза шабактинской свиты по р. Бугуль (1960 г.), актауская подсвита соответствует нижнему и верхнему ордовику.

Мощная тамдинская серия подразделена на ряд литостратиграфических единиц, прослеживающихся почти по всему КФБ. В объеме этих подразделений выделяются несколько региональных и локальных маркирующих горизонтов, помогающих проводить сопоставления.

Общая схема расчленения тамдинской серии представлена в табл. 5.

В Приложении (фиг. I—II) даны схемы корреляции описанных литостратиграфических подразделений, иллюстрирующих их протяженность и латеральные изменения.

О ХАРАКТЕРЕ ГРАНИЦЫ МЕЖДУ ПОДСТИЛАЮЩИМ (КАРОЙСКИМ) КОМПЛЕКСОМ И ВМЕЩАЮЩЕ-ПОКРЫВАЮЩЕЙ ФОСФОРИТЫ (ТАМДИНСКОЙ) СЕРИЕЙ

Определение характера этой границы считается важным для освещения закономерностей формирования фосфоритов, а также для представления о тектонике и палеогеографии района [65, с. 84]. Как было сказано, с самого начала изучения района Малый Каратау [16, 6, 7] считалось, что тамдинская серия залегает на каройской несогласно, но ясного углового несогласия не наблюдалось. Нам удалось его выявить по аэрофотоснимкам, а затем наблюдать в обнажениях на северо-западном фланге месторождения Джанытас, на месторождении Герес и вдоль северо-восточного борта Большекаройской долины, т. е. там, где тамдинская серия залегает на джанытасской серии или на большекаройской свите. Вдоль контакта с отложениями тамдинской серии курганской свиты в обнажениях и на аэрофотоснимках отмечается практическая параллельность слоев. Особенно отчетливо она фиксируется на всем протяжении КФБ от месторождений Коксу и Герес на северо-западе до месторождения Чулактау на юго-востоке. Несмотря на довольно интенсивное проявление складчатости в свитах малокаройской серии, нигде не наблюдается седиментационного налегания чулактауской свиты на чичканскую или актугайскую.

Выпадение курганской, чичканской и актугайской свит между более древними и чулактауской свитой произошло на участке месторождений Джанытас и Герес. На Гересе сильно сокращенный аналог кыршабактинской свиты налегает на толщу «ушбасских конгломератов», относимых к коксуйской серии. В этом случае приходится полагать, что выступ, сложенный джанытасской серией, был частично погребен отложениями коксуйской серии, а затем наступил перерыв на время отложения актугайской, чичканской и курганской свит.

Логичнее было бы предположить, что в Джанытасской зоне выступ древних карбонатных пород существовал на протяжении времени отложения малокаройской серии и был погребен к его концу.

Как отмечено в первом разделе, тамдинская серия лежит с угловым несогласием на домалокаройских толщах и параллельна слоям малокаройской серии. Если кыршабактинская свита налегает на древние (джанытасские) карбонаты, в них отмечается закарстованность — округлые и трещинные полости растворения, забитые красным или розовым глинисто-карбонатным материалом, в составе глинистой фракции которого определена диоктаэдрическая слюда, или более мелкие полости с кварцевым гравием. А если ниже залегают терригенные слои большекарой-

ской свиты, то между неизмененными большекаройскими породами и тамдинскими доломитами местами видна довольно мощная (до десятка метров) элювиальная зона: разрыхленные, осветленные и карбонатизированные терригенные породы со следами незначительного перемещения материала в верхах зоны.

Породы курганской свиты ниже поверхности размыва, как правило, подвержены гораздо меньшим преобразованиям. Здесь мощность дотамдинской элювиальной зоны измеряется не метрами, а сантиметрами. Основную роль показателя перерыва играет не выветрелый, а механически переработанный материал (в виде обломков пород) курганской свиты, и кварцевый гравий, включенные в базальные слои тамдинской серии. В некоторых случаях эти базальные слои тамдинской серии (НД или кыршабактинская свита) содержат линзы и прослои почти неизмененного переотложенного туфового материала курганской свиты.

Изучение песчано-алевритового материала разных свит, попавшего в кыршабактинскую свиту, показало, что состав его здесь отличается от такой же фракции в отложениях каройского комплекса повышенным содержанием зерен кварца и микрокварцитов. Однако различие это весьма нерезкое. Терригенный материал кыршабактинской свиты занимает промежуточное положение между составом материала из шабактинской свиты (существенно кварцевым) и составом песчаников коксуйской серии, актугайской и курганской свит (полимиктовым). В кыршабактинской свите встречаются прослои песчаников существенно полевошпатового состава; кроме того, почти всегда отмечается обилие слюды, что роднит кыршабактинскую свиту с нижележащими отложениями каройского комплекса.

Содержание слюды и полевых шпатов существенно сокращается начиная с горизонта «нижних доломитов»; несколько возрастает на уровне фосфатно-сланцевой пачки и снова падает выше по разрезу.

Таким образом, выше подошвы тамдинской серии наблюдается некоторое повышение степени «зрелости» песчано-алевритового материала, но не слишком резкое, не позволяющее утверждать, что кыршабактинская свита представляет собой переотложенные продукты настоящей коры выветривания. Скорее всего это обычная трансгрессия после некоторого перерыва (трудно сказать, что очень продолжительного), сопровождавшегося некоторым выравниванием поверхности.

Характер изменения зрелости терригенного материала в низах тамдинской серии был изучен нами также по глинистой фракции отложений. По примеру исследований «зрелости» глинистой составляющей, осуществляемых в ИГиГ Е. П. Акульшиной [2, с. 9—28], с учетом результатов других исследователей глинистого вещества, была проанализирована глинистая фракция $<0{,}001$ мм, выделенная из образцов пород большекаройской, тогузбайской, курганской, кыршабактинской, чулактауской свит и джиланской подсвиты. По результатам анализов было определено несколько показателей в виде отношений $Al_2O_3 : Na_2O$ и $K_2O : Na_2O$, свидетельствующих о минералогической дифференциации и относительной «зрелости» глинистых минералов аллотигенного происхождения [2, с. 9]. Предполагается, что основная часть фракций в эпигенезе минералогически не изменилась. Затем были определены отношения: $Al_2O_3 : TiO_2$ — как показатель климата в области сноса [2, с. 19—20]; $B : Ga$ и $B : Li$ — как показатель степени солености вод [2, с. 27—28], а также $MgO : Fe_2O_3$ — как показатель удаленности соответствующих осадков от берега.

Результаты анализов, сгруппированные по литостратиграфическим подразделениям, сведены в диаграмму (рис. 72), на которой проведена также граница между каройскими и тамдинскими образцами.

Изображенные на рис. 72 значения коэффициентов характеризуют свиту, пачку или горизонт *в целом*, а порядок их изображения в данном

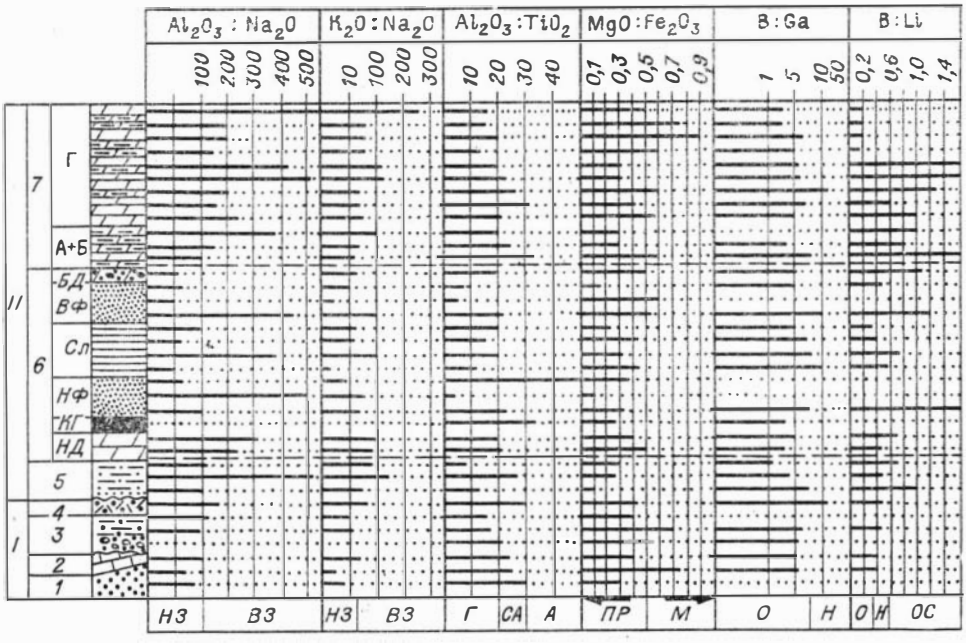


Рис. 72. Диаграмма распределения свойств глинистого материала (<0.001 мм) по свитам и пачкам.

I — каройский комплекс; *II* — тамдинская серия. Свиты: *1* — большекаройская. *2* — тогузбайская; 3 — коксуйская, 4 — курганская, 5 — кыршабактинская, 6 — чулактауская; 7 — джиланская подсвита. Показатели интерпретации аналитических отношений: НЗ — низкая зрелость, ВЗ — высокая зрелость; климат в области сноса: Г — гумидный, А — аридный, СА — семиаридный; условия отложения: ПР — прибрежно-морские, М — открыто-морские; соленость вод: О — опресненные, Н — нормальной солености, ОС — осолоненные. Прочие усл. обозн. см. к рис. 23.

интервале не зависит от их стратиграфической последовательности в разрезе.

На приведенной диаграмме выделены четыре стратиграфических интервала, которые, как предполагалось по геологическим данным, должны были более или менее резко различаться по «зрелости» аллотигенного материала: наименее «зрелая» часть — свиты каройского комплекса; «среднезрелая» — кыршабактинская свита и «зрелая» — вышележащие чулактауская свита и джиланская подсвита.

Как показали рентгеноструктурные измерения, проведенные в лабораториях ИГиГ, основная масса выделенных глинистых минералов сложена почти целиком гидрослюдами. В глинистой фракции, выделенной из глинистого туффита курганской свиты, наряду с гидрослюдой была установлена примесь монтмориллонита. В ряде образцов определена примесь каолинита, который чаще фиксируется в породах чулактауской свиты и джиланской подсвиты, но встречен также в образце известняка из тогузбайской свиты. В образцах из каройского комплекса почти всегда присутствует хлорит, в образцах из тамдинской серии он редок.

Количество проанализированных образцов недостаточно (см. рис. 72), чтобы сделать уверенное заключение. Исследованные образцы можно считать отобранными случайно.

На основании имеющегося материала можно сделать следующие предварительные выводы.

1. Для отношения $Al_2O_3 : Na_2O$ установлено, что его значения меньше 100 можно считать характерными для низко- и «среднезрелых» отложений [2, с. 13]. Согласно этой классификации образцы каройского комплекса в большинстве своем обладают пониженной «зрелостью» по сравнению с таковыми тамдинской серии. Исследованный интервал там-

динской серии можно уверенно подразделить по рассматриваемому отношению на две части: а) кыршабактинскую и чулактаускую свиты, в которых половина образцов дает высокие значения «зрелости», но половина — низкие; б) джиланскую подсвиту (в основном это ее глинисто-карбонатные пачки), где все образцы «зрелые» и «высокозрелые».

Надо отметить, что в интервале а) как будто выделяется подынтервал, соответствующий продуктивному горизонту чулактауской свиты, частых низких значений отношения, редко — высоких. Кыршабактинская же свита и «нижний доломит» более «высокозрелы». Основной поток «высокозрелого» материала стал попадать в осадки тамдинской серии, начиная со времени отложения джиланской подсвиты.

2. Распределение значений отношения $K_2O:Na_2O$ в сглаженном виде, но практически довольно точно повторяет картину соотношения более «зрелого» и менее «зрелого» материала, полученного с помощью отношения $Al_2O_3:Na_2O$, если порог между низкой и высокой «зрелостью» для отношения $K_2O:Na_2O$ принять 20—25 в соответствии с работой [12, с. 13, табл. 3].

3. Значения отношения $Al_2O_3:TiO_2<20$, согласно [2, с. 21], характеризуют гумидные, а выше 30 — аридные климатические условия в области источника глинистого материала. Как видно на нашей диаграмме, лишь отдельные и довольно редкие значения достигают величины 30 и более; их следует считать случайными. В основном значения отношений $Al_2O_3:TiO_2$ во всех опробованных стратиграфических подразделениях располагаются в области ниже 30 и поровну распределены по интервалам 20—30 и меньше 20, что свидетельствует о преобладании в области питания гумидного и семиаридного климата. Аридный климат как для каройского, так и для тамдинского времени по приведенным здесь данным практически исключается.

4. Отношение $MgO:Fe_2O_3$, характеризующее удаленность от берега, показывает, что некоторые опробованные отложения каройского комплекса относятся к прибрежно-морским обстановкам, но, начиная с кыршабактинской свиты, произошла заметная смена более близкими к берегу обстановками, которые неравномерно сменяются более удаленными. По исследованным образцам наиболее удаленные от берега фации устанавливаются в пачке Г джиланской подсвиты.

5. Отношения B:Ga и B:Li характеризуют опресненность и осолонепность вод бассейна. По полученным значениям трудно отнести отложения к тому или иному типу; намечается тенденция, что из отложений тамдинской серии больше получено значений, характерных для более осолоненных вод. По крайней мере, по B:Li наиболее высокие значения для пород тамдинской серии — в 2 раза превышают наиболее низкие, а для каройского комплекса они все низкие.

Таким образом, по «зрелости» аллотигенного материала кыршабактинская свита, относимая иногда к «коре выветривания» [75], принципиально не выделяется на фоне отложений тамдинской серии и явно уступает в этом отношении вышележащей джиланской подсвите. Определенный скачок «зрелости» (в сторону ее повышения) от каройского комплекса к тамдинской серии явно существует. Начиная с базальных слоев тамдинской серии, происходило некоторое осолонение вод, по сравнению с соленостью вод бассейна, где отлагались породы каройского комплекса. Удаленность от берегов нарастала постепенно и неуклонно с кыршабактинского времени, после предкыршабактинского перерыва. Расположение наиболее «зрелого» материала над фосфоритовым горизонтом наблюдается и в других фосфоритоносных бассейнах.

Глава III

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ФОСФОРИТОВ КАРАТАУ И ИХ ИНДИКАТОРЫ

ПОЛОЖЕНИЕ ФОСФОРИТОВ В ЦИКЛИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЕ ВМЕЩАЮЩЕГО КОМПЛЕКСА ОТЛОЖЕНИЙ

Представления об однородности и нерасчленимости той части тамдинской серии, которая следует выше чулактауской свиты, оставляли только одну возможность определения структурной позиции фосфоритов Каратау — «в самом основании карбонатного комплекса». Причленение к тамдинской серии пестроцветной кыршабактинской свиты и выполненное нами расчленение надфосфоритовых отложений на подсвиты и пачки, выдержанные почти по всему КФБ, позволило увидеть седиментологическую структуру околофосфоритовой части разреза. Выявленное упорядочение намечается при описании разреза пачками. Что же это за порядок? Вначале повторим в общих чертах последовательность элементов.

Тамдинская серия начинается красно- и пестроцветной кыршабактинской свитой, состоящей главным образом из терригенных пород, среди которых преобладают песчаные и глинисто-алевритовые разновидности. В ее составе находится также от двух до четырех пачек карбонатных пород, содержащих обильную примесь терригенного материала. В основании свиты в наиболее полных разрезах залегают грубообломочные отложения. Значительная часть интервалов разреза свиты содержит карбонатный (чаще доломитовый) материал. По этому признаку свита резко отличается от совершенно бескарбонатных отложений нижележащей, наиболее молодой свиты каройского комплекса (курганской), с которой кыршабактинская находится в седиментационном контакте.

Вверх по разрезу кыршабактинская свита без размыва сменяется «нижним доломитом», подразделяющимся на две части зоной, обогащенной терригенным материалом с несколькими следами размывов посредине. В кровле НД наблюдается довольно отчетливый размыв. Размывы установлены также в КГ, внутри и в кровле продуктивной пачки. ЖМГ разделен посредине поверхностью размыва, которая делит его на литологически различающиеся части: размыв не так глубок, так как нижняя часть ЖМГ сохранилась и переходит без размыва в песчанисто-кремнисто-карбонатную пачку (БД) с «завершающим» биокластическим фосфоритом в кровле. Выше следует чередование массивных и грубоплитчатых пачек доломитов с тонко- и мелкослоистыми глинисто-карбонатными пачками — джиланская подсвита. Последняя кроется пачкой Д черных доломитов бугульской подсвиты. Бугульская подсвита по порядку своей мощности соизмерима с кыршабактинской, чулактауской свитами, а также джиланской подсвитой, вместе взятыми. Таким образом, в пределах кыршабактинской и чулактауской свит и джиланской подсвиты чередуются два компонента разреза: 1) массивные, грубонаслоенные пачки доломитов и 2) мелконаслоенные карбонатно-терригенные и терригенно-карбонатные пачки. В числе первых выступают маркирующие горизонты: «розовый доломит» кыршабактинской свиты, НД, ЖМГ, пачки А и В. Между ними располагаются относительно насыщенные

терригенным материалом мелкоплитчатые пачки. Размеры терригенных частиц в насыщенных ими пачках обнаруживают тенденцию к уменьшению снизу вверх. Это уменьшение происходит циклично: вначале мельчание — от грубой кластики до глинистой примеси, а затем вновь погрубление. Так, от базальной конгломерато-брекчиевой пачки кыршабактинской свиты через ее карбонатно-терригенную пачку и НД до глинистых сланцев фосфато-сланцевой пачки терригенные компоненты пород мельчают, затем наступает погрубление в верхнем фосфорите к железомарганцевому горизонту.

Над размывом посредине ЖМГ начинается очередной этап седиментации. Кластический материал в пределах соответствующей ему части разреза вначале мельчает: через песчаные примеси «бурого доломита» к глинистым слойкам в пачке А. Внутри последней фиксируется несколько поверхностей размыва с корочками фосфата, затем (после довольно чистых доломитов) следует глинисто-карбонатная пачка Б, породы которой относительно насыщены глинистым материалом, образующим и самостоятельные слойки. Пачка Б сменяется пачкой В, сложенной посредине особенно чистыми доломитами, на которую налегают глинисто-карбонатные образования пачки Г.

Пачки массивных чистых доломитов являются существенно биогенными, причем их облик говорит о том, что обстановка формирования в эти моменты была весьма мелководной, с эпизодическими размывами. Пачки массивных доломитов отложены на рубежах седиментационных этапов, построенных по схеме «мелко — глубже — мелко», если (как это подсказывают свойства слоев, слагающих их) массивные строматолитовые доломиты принять за отложения наиболее мелководные, а кремнистые, фосфатные, глинистые и песчано-алевритовые породы — за более глубоководные.

Таким образом, в разрезе нижней части тамдинской серии, основываясь на характере распределения и качестве терригенного материала, на характеристиках карбонатных пород и некоторых вещественных и структурных особенностях отложений, а также на распределении следов размывов, можно наметить интервалы разреза, соответствующие углублениям и обмелениям акватории. Переход от структурно-вещественных к генетическим обозначениям таких интервалов позволяет значительно упростить их описание и легче заметить седиментологическую структуру разреза. Чередование интервалов, соответствующих тенденциям к углублению и обмелению, обнаруживает циклическую структуру разреза. Циклом будем обозначать интервал разреза, возникший в три стадии: две стадии углубления акватории или обмеления, которые разделялись стадией противоположной тенденции.

Опишем такие циклы нижней части тамдинской серии снизу вверх.

1. Отложение кыршабактинской свиты началось с заполнения понижений в рельефе грубым материалом, составляющим базальную конгломобрекчиевую пачку. Затем был отложен «розовый доломит». Его отложение ознаменовало этап стабилизации. Нижняя часть массивного «розового доломита» брекчирована и окремнена. Такое явление, возможно, отражает осушение акватории и завершение начального цикла седиментации, который вследствие его незначительной распространенности и своеобразия назовем н у л е в ы м.

2. Цикл, следующий за нулевым, назовем п е р в ы м. Он начинается с верхней части «розового доломита», где нет окремнения и появляется песчаная примесь, а завершается нижней частью «нижнего доломита». Между этими частями располагается карбонатно-терригенная пачка кыршабактинской свиты. В ней можно наметить цикличность более высокого порядка, используя отдельные карбонатные слои. Но в целом это этап заполнения прогибов карбонатно-терригенным материалом. В некоторых пачках доломитов появляются первые отложения фосфата

в виде линзочек, коротких слойков, примазок, в рассеянном виде. Цикл завершается отложением крайне мелководного слоя «волнисто-биогермного» доломита, вслед за чем наступило осушение, индексируемое почти повсеместной поверхностью размыва, окремнением.

3. Далее последовало отложение терригенно-карбонатной части НД с кремнисто-карбонатными и песчано-алевритистыми глауконитоносными, а также фосфоритовыми слойками, быстро сменившееся снова отложением массивных столбчато-строматолитовых доломитов верхней части НД. Столбчато-строматолитовые постройки мы рассматриваем как показатели более углубленной части, чем крупные волнисто-биогермные постройки, с кварцевым песком, и поэтому верхняя часть НД включается во второй цикл. Начало отложения спонголитов указывает на дальнейшее углубление, произошедшее сразу после некоторого осушения и размыва (в кровле НД). Спонголиты продолжали отлагаться на фоне прогрессирующего углубления. По мере углубления в осадках появляется глинистый материал (верхняя часть КГ), затем фосфатный (нижний фосфорит), а в дальнейшем — обилие кремнисто-глинистого материала (фосфатно-сланцевая пачка).

Вертикальные интервалы распространения кремнистого, фосфатного и глинистого материалов взаимно перекрываются. Разрез представляет довольно сложное (на уровне слоев) переплетение указанной триады, но в целом карбонатная, кремнистая, фосфоритовая и сланцевая пачки отчетливо дифференцируются. После сланцевой пачки наблюдается обратная последовательность типов пород, но аналога кремневой пачки здесь нет. Верхняя часть цикла сложена карбонатно-фосфоритовыми конгломератами и конглобрекчиями верхней части «верхнего фосфорита» нижней части ЖМГ и мелководными строматолитовыми доломитами ЖМГ. Завершился второй цикл глубоким размывом, и он является основным фосфоритоносным.

4. Третий цикл охватывает верхнюю половину ЖМГ, БД и нижнюю половину пачки А. Его средняя часть, представленная алевритокремнисто-карбонатными отложениями БД, ограничена снизу и сверху крайними элементами цикла — пачками чистых мелководных доломитов. В пачке А есть 2—3 размыва с фосфатной коркой на поверхности (следы осушения или крайнего мелководья).

5. Четвертый цикл начинается с верхней части пачки А. Его средняя — терригенная — часть представлена глинисто-карбонатными отложениями пачки Б, а верхняя — чистыми сгустковыми доломитами пачки В. Средняя часть последней наиболее чиста и тем самым отвечает этапу наибольшей стабильности.

6. Пятый цикл объединяет верхнюю часть пачки В и пачку Г, ее слабопесчанистые и глинисто-карбонатные отложения. Однако, начавшись с условий относительного мелководья (причем бассейн был более глубоким, нежели на аналогичных этапах накопления нижних циклов), этот цикл остался незавершенным. Режим погружения продолжался, и пачка Г не покрылась очередным мелководным и массивным светлым биогенным доломитом, а резко сменилась черными доломитами пачки Д. Появлению пачки Д предшествует отложение нескольких черных прослоев в пачке Г, что указывает на преемственность между пачками Г и Д. Черные онколитовые доломиты со следами ползания илоедов — хороший показатель углубления акватории и перехода к условиям более глубокой части открытого моря. Несмотря на то, что в вышележащей части бугульской подсвиты черные доломиты чередуются со светлыми пластово-строматолитовыми, здесь во всех разновидностях карбонатов практически отсутствует примесь терригенного материала. Повторяемость слоев этой части разреза образует циклическую структуру, которую мы интерпретируем по схеме «глубоко — мельче — глубоко». Иная седиментологическая структура отличает верхнюю часть тамдинской серии (начиная

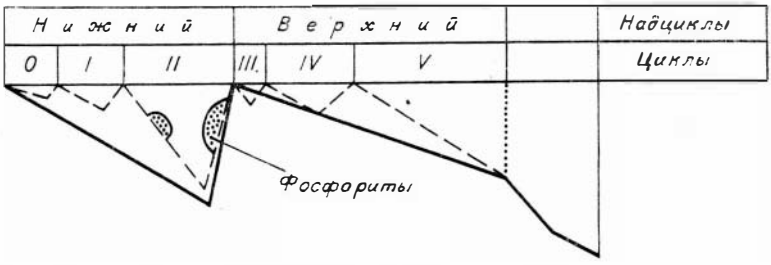


Рис. 73. Позиция фосфоритов КФБ в структуре циклически-трансгрессивного процесса. Жирная линия генерализует более детально показанный ход трансгрессии (штриховая линия).

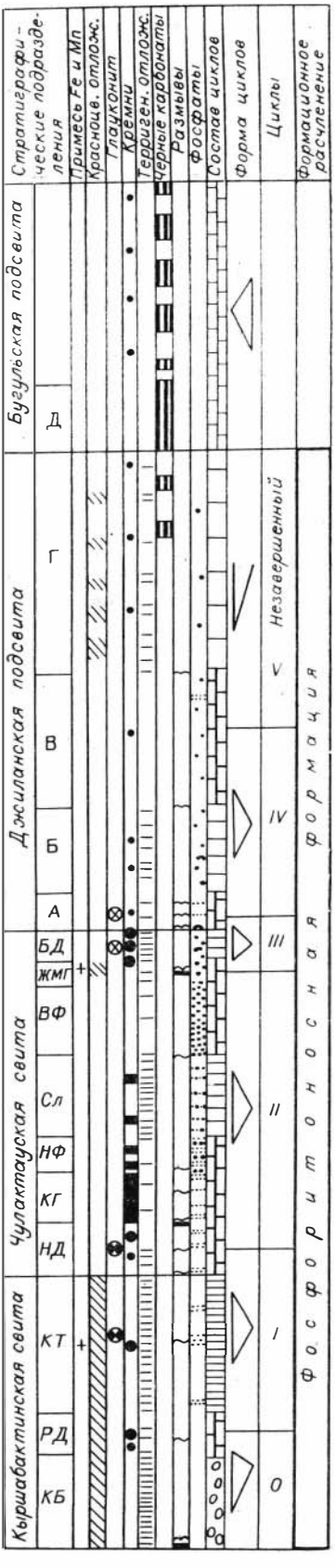
с бугульской подсвиты) от нижней. В верхней части седиментация происходила на фоне общего погружения с отдельными незначительными эпизодами обмеления. Нам представляется, что общая картина цикличности описанного масштаба, обусловленная чередованием пяти терригенных пачек с пятью чисто карбонатными пачками, достаточно полно для наших целей описывает макроструктуру данной части разреза, хотя детализация и уточнения возможны. Бугульская, карашатская и актауская подсвиты, несомненно, тоже построены циклично, но в них полностью отсутствуют пачки, содержащие терригенный материал, и состав циклов, следовательно, чисто карбонатный; причем текстура карбонатных слоев (в бугульской и карашатской подсвитах) здесь свидетельствует о наиболее глубоководных, близких к пелагическим, условиях.

На рис. 73 показано размещение циклов нижней части тамдинской серии. Если объединить циклы в более крупные подразделения (надциклы), то выделяется два надцикла, разделенных резким размывом внутри ЖМГ. Нижний надцикл объединяет три нижних цикла, верхний — три верхних. Причем хорошо видно, что в надциклах снизу вверх мощность циклов возрастает. Среди выделенных шести циклов фосфоритоносным является конец нижней триады (нижнего надцикла) и он же соответствует максимальным глубинам бассейна. Такое сочетание глубин бассейна и, видимо, расстояния от берега, не повторилось на протяжении всей последующей кембро-ордовикской истории КФБ. В соседней глубоководной части бассейна (Большой Каратау) кремнисто-глинистые и кремнистые сланцы отлагались широко и, вероятно, охватывают гораздо больший интервал во времени, чем сопоставляемая с ними чулактауская свита [118, с. 23, фиг. 5].

Таким образом, положение фосфоритов в последовательности этапов погружения — воздымания фосфоритоносной зоны бассейна можно идеализированно изобразить так, как это показано на рис. 73: фосфориты, располагаясь симметрично в пределах второго цикла, превалируют на регрессивной стадии, они занимают эту же позицию и в надцикле — тоже на регрессивной стадии. У верхнего надцикла регрессивная стадия не проявилась, акватория вошла в режим пелагической области; расстояние до берегов резко увеличилось.

Каратауская фосфоритоносная агрегация (формация)

В широко известной работе Н. С. Шатского в качестве фосфоритоносной формации, названной «отдаленной кремнистой», была отмечена группа слоев, соответствующая чулактауской свите — начиная с НД до подошвы шабактинской свиты [122, с. 71]. Объединение этих пачек в единую группу было обосновано присутствием в них фосфатов в том или ином количестве. Название «отдаленная кремнистая формация» было



дано по наличию лишь одного из ее компонентов (кремней), развитому не по всему телу формации.

Другие варианты определения фосфоритоносной формации Каратау отличались от предложенного Н. С. Шатским не объемом, а лишь названиями. Это: «карбонатно-терригенно-кремнистая» формация [61, табл. 1], «кремнисто-доломитовая» [91, с. 14], «терригенно-карбонатно-кремнистая» [88, с. 102], «сланцево-кремнисто-доломитовая» [13, с. 136]. Процедуры выделения этих формаций не приводились, поэтому выделять аналогичные формации в других районах с расчетом получить воспроизводимый результат затруднительно.

Для того, чтобы опираться на воспроизводимую процедуру выделения фосфоритоносной формации, будем исходить из следующих принципов выделения [17, с. 136—138; 18, с. 53—54; 19]: а) рудоносная ассоциация есть фрагмент геологического пространства, выделенный для оптимального решения конкретных исследовательских задач; б) ее компоненты (элементарные геологические тела) должны составлять связную группу (о «связной группе» см. [18, с. 33—35]) и проявлять устойчивое сонахождение с заранее фиксированным полезным объектом (см. [19, с. 125]), т. е. образовывать *систему* в отношении этого полезного объекта (рудного слоя (см. также [20, 21]).

Другими словами, выделение рудоносных ассоциаций должно проводиться путем группирования по некоторому правилу элементарных геологических тел, задающих геологическое пространство, в котором предстоит работать. При этом, возможно, окажется, что элементы, образующие систему в отношении заданного класса элементов (в нашем случае — это фосфориты), простран-

Рис. 74. Схема выделения фосфоритоносной формации (агрегации) в разрезе тамдинской серии.

1 — присутствие глауконита (*а* — в обилии, *б* — в незначительном количестве); *2* — пластовые кремни; *3* — кремневые включения (*а* — в обилии, *б* — редкие); *4* — поверхности размывов (*а* — основные, *б* — второстепенные); *5* — фосфориты афанитовые; *6* — фосфориты пеллетные и оолитовые; *7* — мелководные карбонаты; *8* — относительно глубоководные карбонаты; *9* — терригенные примеси; *10* — кремнисто-карбонатные породы с терригенной примесью; густота штриховки пропорциональна количеству терригенного материала; *11* — циклы типа «мелко — глубже — мелко»; *12* — циклы типа «глубоко — мельче — глубоко».

ственно перемешаны с элементами, не связанными с полезным классом (с элементами-наполнителями). Для очерчивания связной области задается максимальное расстояние, на которое тот или иной элемент формации может быть удален от полезного объекта. В нашем случае это расстояние было принято равным 300 м.

На рис. 74 показано обоснование выделения связной фосфоритоносной ассоциации. В качестве элементов геологического пространства на основе общих соображений были приняты легко различимые геолотические тела (слои) следующих классов: 1) фосфориты и фосфатсодержащие породы; 2) карбонатные породы светлые (серых, желтоватых и буроватых цветов); 3) карбонатные породы черные; 4) породы, содержащие повышенное количество окислов железа и марганца; 5) пестроцветные и красноцветные породы; 6) породы с глауконитом (двух-четырех градаций — слабо насыщенные им и обильно насыщенные; 7) кремни (силициты) пластовые; 8) окремнелые породы, породы с включениями кремней; 9) породы, содержащие терригенную примесь и сами терригенные породы. Кроме того, учитывались классы границ между слоями: а) ровные, б) извилистые, т. е. поверхности размывов (двух-трех градаций по величине вреза).

Перечисленные компоненты занимают сдвинутые друг относительно друга интервалы разреза (см. рис. 74). Все эти интервалы сосредоточены в нижней части тамдинской серии (в кыршабактинской, чулактауской свитах и в джиланской подсвите), за исключением окремнелых пород, являющихся «проходящими» выше — в бугульскую и карашатскую подсвиты, а также черных карбонатных пород, которые появляются в верхах джиланской подсвиты и широко развиты в вышележащих подразделениях. Таким образом, черные карбонаты ограничивают область распространения всех остальных компонентов, за исключением карбонатных пород светлых тонов, сверху и являются «отрицательно связанными» с фосфоритами.

Заметим, что в ряде мест некоторые подразделения чулактауской свиты и джиланской подсвиты выражены тоже в фации черных (точнее, темно-серых) карбонатов. Но породы этих подразделений имеют специфические текстурно-вещественные особенности, позволяющие отличать их от черных доломитов, характерных для бугульской подсвиты и верхов джиланской.

В распределении вышеперечисленных компонентов внутри формации по отношению к фосфоритам наблюдается явная симметрия, а вместе с тем и явная направленность изменения их основных свойств.

Красноцветные (и пестроцветные) образования распределены антагонистически по отношению к пластовым залежам фосфоритов. В джиланской подсвите они явно «угнетены»: вместо ярких и ясных цветов, характеризующих терригенную часть кыршабактинской свиты, в пачке Г встречаются только бледноокрашенные глинистые карбонаты. Красноцветность присуща также верхней (надразмывной) части железомарганцевого горизонта, где обнаруживается в небольшом по мощности интервале. Вещество, обусловливающее красноцветность и темную окраску пород ЖМГ, то же, что и в обычных красноцветных терригенных породах: окислы железа и марганца. Однако в карбонатной среде первичные железо и марганец, перейдя, возможно, в другие соединения (окислы), перераспределились, подчиняясь строматолитовым, пизолитовым и прочим текстурам доломитов данного слоя.

Таким образом, красноцветные, т. е. обогащенные железом породы в основном наблюдаются на дальних обрамлениях собственно фосфоритоносной части разреза тамдинской серии. Вблизи фосфоритов и непосредственно выше той поверхности размыва, которая указывает на наибольшее обмеление (внутри ЖМГ), фиксируются железомарганцевые скопления (в верхней части ЖМГ), источник материала которых скорее

всего находился в коре выветривания, смытой в самом начале третьего цикла отложения. Вспомним, что наиболее «зрелые» терригенные примеси были зафиксированы в джиланской подсвите.

Следующим компонентом связной фосфоритоносной ассоциации является глауконит. Этот минерал в виде примеси в породах и реже в виде скоплений (глауконитоносные слои и глаукониты) встречается тоже лишь выше и ниже продуктивного горизонта (ФГ). Ниже последнего область его распространения пересекается с областью развития красноцветных и зеленоцветных терригенных пород. Обилие глауконита (в доломитах красноватого цвета) наблюдается именно ниже ФГ — в кыршабактинской свите, а также в НД, где он образует мелкие скопления, присыпки, линзо-слойки. Над ФГ — в пачках БД и А — фиксируются только рассеянные и скорее всего переотложенные (обесцвеченные и окатанные) зерна глауконита.

Слоистые и полосчатые силициты (кремни) в полных разрезах чулактауской свиты занимают не более 30—35% по мощности, чаще гораздо менее. Следует различать силициты первично отложенные — такие, как спонголиты, переслаивающиеся с глинистыми слойками, и силициты новообразованные — такие, как окремнелые участки «бурого доломита» или окремнелые доломитовые слои кыршабактинской свиты и НД, а также джиланской и бугульской подсвит[8].

Распределение кремнистых спонголитов по отношению к продуктивному горизонту не симметрично: они подстилают продуктивный горизонт и перекрывают его нижнюю часть. Основная же масса новообразованных кремней, наоборот, расположена выше продуктивного горизонта. В общем, кремни обрамляют фосфоритовую залежь и преобладают на нижнем этаже своего развития.

Терригенные породы и терригенные примеси сконцентрированы в нижней части тамдинской серии (в кыршабактинской свите), но встречаются в пределах чулактауской свиты, джиланской подсвиты повсеместно. Количество терригенного материала непостоянно: на фоне периодического увеличения (шесть локальных максимумов) содержание его, в общем, уменьшается вверх по разрезу. Выше самого верхнего максимума (пачка Г) терригенный материал практически исчезает.

Своеобразным компонентом описываемой ассоциации являются поверхности размывов. Сечения поверхностей размывов в разрезе тамдинской серии встречаются снизу вверх до пачки Г, в которой их уже нет. Особенно часты размывы вблизи продуктивного горизонта (см. рис. 74), причем наиболее четкие из них наблюдаются почти непосредственно вблизи фосфоритов или внутри ФГ.

Таково распределение фосфоритсопровождающих компонентов, которые условно назовем индикаторами фосфатности, на фоне карбонатных (в частности, доломитовых) пород.

Сами фосфориты слагают две пачки, разделенные кремнисто-глинистой пачкой, и находятся «в рамке» из высококремнистых пород. Несколько более широкой является «рамка» из глауконитоносных слоев и еще более широкой — из красноцветов. Ореал рассеянных фосфатных прослойков (чаще всего брекчированных) имеет размеры (по вертикальному разрезу), в 3 раза превышающие среднюю мощность продуктивного горизонта. При тщательных исследованиях слабая фосфатность (порядка нескольких зерен на поле шлифа или нескольких десятых процента P_2O_5) обнаруживается во всех пачках и горизонтах кыршабактинской, чулактауской свит и джиланской подсвиты, за исключением ба-

[8] Заметим, что послойное окремнение карбонатных пород часто возникает путем слияния отдельных конкреций и развивается по породам различной, в том числе и крупной кристалличности, что может говорить об окремнении уже после раскристаллизации, т. е. в консолидированной среде.

зальной конгломерато-брекчиевой пачки кыршабактинской свиты. В связи с этим, а также с очень локальным распространением эту пачку можно вывести за пределы фосфоритоносной ассоциации, как и весь нулевой цикл. Область распространения компонентов (в вертикальном разрезе), сопровождающих фосфориты, но распространенных несколько шире последних, и должна быть названа фосфоритоносной формацией.

Обращаясь к рис. 74, можно заключить, что предлагаемый объем фосфоритоносной формации, соответствующий кыршабактинской, чулактауской свитам и джиланской подсвите, рационален. Во-первых, формация выделена по таким свойствам пород и разреза, которые можно наблюдать в полевых условиях. Во-вторых, формация (за исключением нулевого цикла) представляет собой систему компонентов, положительно коррелирующихся с фосфатностью. С полным исчезновением фосфатности исчезают и все остальные изоформационные компоненты. В-третьих, распределение этих компонентов обусловливает такую седиментологическую структуру разреза, которая за пределами распространения изоформационных компонентов достаточно резко сменяется другой структурой. Весь разрез тамдинской серии имеет циклическую структуру, но тип и, возможно, мощности циклов фосфоритоносной части разреза отличаются от таковых нефосфоритовой части.

Исходя из сказанного, кыршабактинская и чулактауская свиты вместе с джиланской подсвитой могут рассматриваться как система подразделений, отличающаяся от окружения и включающая в себя интересующий нас объект,— фосфориты и фосфатсодержащие породы.

Рациональность именно такого объема фосфоритоносной формации обусловлена не только структурно-вещественными особенностями, но и ее размерами. Формация выделяется для того, чтобы оптимизировать поиск фосфоритов, расширить объект исследования. Определение фосфоритоносной формации Каратау лишь в объеме чулактауской свиты, очень незначительно отличающейся по объему от продуктивного горизонта, менее эффективно для поисков в новых районах. Фосфоритоносная формация в принятом объеме имеет мощность уже от 70—100 до 300 м. Объекты с такими размерами в условиях района даже высокой геологической сложности и средней закрытости вполне могут обнаруживаться поисковыми и рекогносцировочными работами в процессе съемок средних масштабов.

В заключение следует коснуться вопроса о терминах. Выделенный интервал разреза отвечает понятию о рудоносной формации, поскольку формация есть система в заданном отношении, в данном случае в отношении фосфатности. Выделить какую-либо систему, не задаваясь заранее каким-либо отношением, невозможно.

Требование выделить формацию как систему в идеале должно сводиться к применению достаточно корректной и контролируемой процедуры с однозначно воспроизводимыми результатами (см. [17, 19]). Можно выделить такие формации — системы, в которых все системообразующие компоненты связаны с одинаковой силой и являются взаимозаменяемыми. Положив во главу рассмотрения любой из ее компонентов, мы каждый раз будем получать одинаковый результат выделения. Однако в так называемом традиционном анализе чаще всего формациями называются не геологические тела, выделенные как системы некоторых определяющих объектов, а геологические тела, обладающие однородностью на породном уровне. Иначе говоря, формациями называются однородные области геологического пространства, т. е. области, где преобладают элементы, относящиеся к одной породной группе (карбонатная, терригенная, красноцветная, диабазовая формации и т. п.).

Несмотря на многочисленные разговоры о «парагенетическом способе выделения формаций», фактически бо́льшая часть объектов, которая в геологической литературе именуется формациями (исключая область

изучения рудных месторождений, где «рудной формацией» называется класс месторождений), выделены всего-навсего как более или менее *однородные области*. Понятие об однородности может быть сформулировано по-разному, и область, однородная в одном отношении, оказывается совершенно неоднородной в другом.

Фосфоритоносная формация Каратау в понимании Н. С. Шатского [122], и в предлагаемом здесь варианте является по типам пород неоднородной. В обоих случаях тем не менее она отсекает от внешне очень однородной мощной карбонатной толщи ее небольшую часть. Н. С Шатским это было сделано в общем виде (сообщался только результат). Здесь же предлагается определенная процедура группирования, детально и формально описанная в работе [19]. С ее помощью из геологического пространства выделяется область, включающая совокупность некоторых компонентов, объединяемых пространственно на основе устойчивого отношения к некоторому заданному (полезному) объекту (фактору). Совокупность таких компонентов, объединенных физически (пространственно), назовем агрегацией [1, с. 202].

В общем случае компоненты агрегации все или частично пространственно могут быть разобщены, являя собой образ роя. Та часть геологического пространства (заданного множеством элементарных — однородных — тел), в которой присутствуют компоненты агрегации, представляет собой агрегационную формацию. Если в качестве полезного объекта рассматривается руда, то агрегационная формация соответствует рудоносной формации. В тех случаях, когда одноранговые компоненты агрегации (например, однородные тела) соприкасаются друг с другом и образуют монолитное тело, понятия об агрегации и агрегационной (рудоносной) формации сливаются.

Когда агрегация полностью или частично «разбавлена» случайными компонентами разреза, ее также можно рассматривать как связную совокупность (рой) объектов, задавая степень максимально допустимой их разобщенности. В таких случаях область пространства, охваченная этим роем взаимосвязанных компонентов вместе с их «наполнителями», тоже для краткости может именоваться агрегацией. Как и формация, агрегация, с одной стороны,— перечисление компонентов, т. е. класс совокупности, с другой — часть пространства, содержащая конкретную реализацию этой связной совокупности, т. е. тело.

Введение понятия об агрегации целесообразно по следующим соображениям. Если принять сходство понятия «формация» с понятием «горная порода», «минерал», то геологическое пространство должно подразделяться на формации без остатка, т. е. полнозаданно — без пустых промежутков между выделенными формациями, а также без перекрытий. Пространство должно слагаться или минералами, или породами, или формациями. Обычно предполагается, что такое положение будет достигнуто после получения «естественной» классификации формаций. Представляя геологическое пространство совокупностью однородных тел, геолог такого идеала вроде бы достигает, располагая современной классификацией пород. На самом же деле положение во всех случаях одинаково. И породы, и формации — исследовательские конструкции для познания, выделяемые как системы некоторых элементарных (в принятом аспекте) объектов, объединенных тем или иным отношением, которое обусловливает целостность систем, выражающуюся в появлении нового свойства или (и) места в ряду других систем. Нет и не может быть уверенности в том, что, действуя подобным образом, мы придем к классификации, обеспечивающей идеальное полнозаданное (без остатков и перекрытий) подразделение земной коры. Этого не происходит и при разбиении разреза на однопородные слои, если последовательно и корректно применять существующие классификации горных пород. Геолог всегда действует с натяжками и огрублениями, трансформируя наблю-

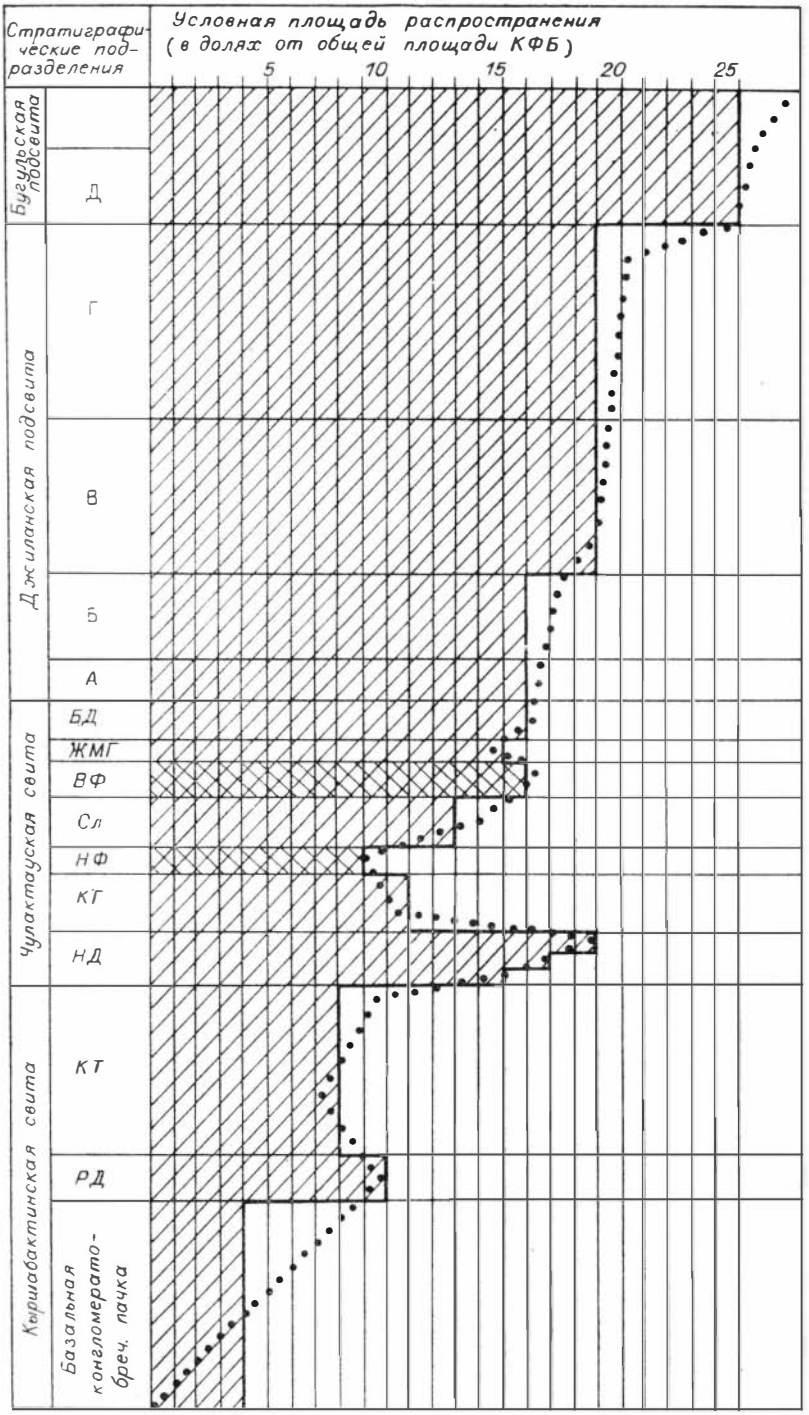


Рис. 75. График распространенности подразделений нижней части тамдинской серии

даемую реальность в полнозаданную последовательность однородных тел.

Поэтому, выделяя геологическую формацию традиционным подходом, мы должны заботиться о том, чтобы наши действия не противоречили возможности полнозаданного разбиения на формации всего окружающего выделенную формацию пространства. Это — тяжелая и методологически неразработанная задача, решение которой с разных позиций предпринимали те, кто начинал разрабатывать учение о формациях (В. Н. Попов, Н. П. Херасков, Н. С. Шатский и пр.). Выделяя же агрегационную формацию или просто агрегацию, подобной операции делать не нужно. Агрегация — оптимизирующая предпринятое исследование конструкция, не более. Обозначать агрегации следует географическим и (или) целевым названием. В разработанном случае мы выделили «каратаускую фосфоритоносную агрегацию».

О детальности, с какой выделение данной агрегации прогнозирует наличие в данном районе фосфоритов, можно сказать следующее. Агрегация сохраняет одну и ту же структуру по всему КФБ с незначительными изменениями за счет выпадения отдельных стратиграфических горизонтов. Место фосфоритов среди других пород определяет возможные сочетания тех объектов, которые устойчиво сонаходятся с фосфоритами. Возможности составления достаточно подробной гистограммы площадей, занимаемых подразделениями агрегации (рис. 75), пока весьма ограничены. Пришлось оперировать соотношениями длины выходов соответствующих подразделений, приравненной к доле от общей площади КФБ. Тем не менее даже такой грубый способ подсчета показал определенную тенденцию. Площадь подразделений агрегации, если их рассматривать стратиграфически снизу вверх, последовательно наращивается. С начала отложения джиланской подсвиты наращивание происходит непрерывно. В кыршабактинское же и чулактауское время площади осадконакопления то увеличиваются, то сокращаются. Максимальное увеличение приходится на время накопления «нижних доломитов». Назовем подмеченные по данной гистограмме особенности сочетаний подразделений агрегации.

1. Фосфоритовые слои могут встретиться в разрезе, если в нем и нет кыршабактинской свиты (нулевой и первый циклы), но наличие НД обязательно. Таким образом, необходимым (но недостаточным) указателем фосфоритов является «нижний доломит».

2. Сочетание НД и БД может быть встречено без фосфоритов.

3. Если отсутствует КГ, то продуктивная пачка скорее всего представлена только «верхним фосфоритом». Если НД нет, то следует подозревать тектоническое совмещение КГ или ФГ с каройским комплексом.

4. Если в разрезе присутствует КГ и сланцевая пачка, то всегда наблюдаются фосфориты (хотя бы верхние).

5. ЖМГ локально, но все же может выпадать из разреза при сохранении в разрезе «верхних фосфоритов». Чаще всего ЖМГ является более или менее надежным индикатором продуктивного горизонта.

6. Если отсутствуют пачки БД, А и Б, практически нет надежды встретить в основании тамдинской серии фосфориты.

7. Лучшие фосфориты отмечаются там, где НД и КГ представлены полным разрезом и хорошо дифференцированы на части.

8. В целом увеличение мощности фосфоритоносной агрегации можно рассматривать как благоприятный показатель ее возможной фосфоритоносности, если присутствуют элементы второго цикла.

ОБ УСЛОВИЯХ ОБРАЗОВАНИЯ ФОСФОРИТОВ КАРАТАУ

Различные аспекты условий образования фосфоритов Каратау освещались более чем в сорока работах: все они приведены в прилагаемой библиографии. Учитывая все эти данные, дополним их нашей трактовкой полученных материалов.

Отвлекаясь от расхождений в вопросах об источнике фосфора[9] и механизме фосфатонакопления, можно сказать, что общим результатом предыдущих исследований является следующая картина фосфатонакопления. Фосфориты КФБ были накоплены в мелком морском проливе. Этот пролив, имеющий в длину до 400—500 км, располагался между областями низкой суши, в зоне жаркого и, возможно, аридного климата. Вдоль оси пролива вытягивался архипелаг низких островов. Его юго-западная сторона отличалась от северо-восточной по глубинам и режиму погружения. В первой шло интенсивное кремненакопление, во второй — фосфатонакопление. Ширина пролива предполагается в 200—300 км. Наличие за его пределами суши определяется косвенными данными. Твердой уверенности в том, что там была именно суша (предполагаемая по геофизическим данным и по отсутствию кембрийских отложений в редких скважинах, прошедших более молодые наслоения), пока нет. Считается, что снос терригенного материала с этих массивов суши в пролив был ничтожным. Акватория, где накапливались фосфориты, представляла собой сочетание отмелей (банок) и впадин между ними, причем максимальное фосфатонакопление происходило в средней части склонов — между впадинами и вершинами отмелей. Повышение качества фосфоритов происходило в основном за счет перемывов фосфатных илов и обрастания перемывающихся фосфатных частиц корочками фосфата, продолжающего осаждаться здесь же, в местах перемывов. Наиболее глубокой частью акватории КФБ считается полоса, проходящая по месторождениям Ушбас, Коксу, Акджар, Джанытас — в северо-западном расширении КФБ.

Опубликованные представления об обстановке фосфоритонакопления затруднительно сопоставлять, так как литолого-фациальные карты КФБ рисуются разными авторами для несопоставимых стратиграфических интервалов; кроме того, стратиграфические сопоставления подразделений КФБ с подразделениями соседних районов имеют не одно решение. Обычно в один уровень объединяют отложения довольно широкого возрастного интервала. Так, в последние годы геологами АН Киргизской ССР получены данные об отсутствии в районах Таласского Алатау нижнекембрийских слоев, что вносит серьезные коррективы в составленную ранее палеогеографическую карту алданского века [4].

[9] Представляется, что на сегодняшний день, исходя из накопленных материалов, технических возможностей и состояния теорий, проблема доказательного определения источника фосфора морских фосфоритов далека от разрешения. Кроме того, в практическом аспекте она не является необходимой.

В общем, несмотря на все неопределенности стратиграфии кембрия прилегающих к Малому Каратау районов, можно утверждать, что в эпоху фосфатонакопления, непосредственно перед ней, а также после нее КФБ являлся частью крупного моря.

Внутри этой акватории существовало (что можно утверждать уже менее уверенно) несколько низких островов. Наиболее крупный из них имел форму дугообразной полосы, простираясь от оз. Иссык-Куль к Джамбулу и далее на СЗ к Джезказгану, затем на север до Кокчетава. У юго-западных берегов этой суши (Центрально-Казахстанского «микроконтинента») и отлагались каратауские фосфориты (см. [4, лист. 10]). Заметим, что лишь 10—20% всей площади этого моря и островов обеспечены прямыми обоснованными данными об отложениях алданского яруса или об их первичном отсутствии, на основе которых можно строить предположения о палеогеографической обстановке того времени на этой территории.

Теперь в свете вышеизложенных стратиграфических данных рассмотрим ход событий в тамдинское время.

К моменту начала трансгрессии тамдинского моря территория КФБ была полностью осушена. Выветривание дотамдинских отложений происходило по-разному и в течение разного времени. Менее всего им были затронуты недислоцированные слои курганской свиты. Рельеф осушенных мест был, в общем, выровнен; тем не менее на участках, сложенных курганскими породами, имелись уклоны, продуцирующие мелко- и среднеобломочные брекчии и конгломераты.

Перерыв между отложением наиболее поздних слоев курганской свиты и началом тамдинской трансгрессии был, очевидно, кратким: обломки пород курганской свиты, включенные в отложения базальных частей тамдинской серии, химически преобразованы незначительно, несмотря на то, что они большей частью сложены легко разложимым в поверхностных условиях пирокластическим материалом. Дальше образования маломощной зоны механически раздробленных пород дело не пошло. Отложения малокаройской серии не были дислоцированы (или дислоцированы очень слабо), что обеспечило их повсеместно параллельное залегание с низами тамдинской серии, актугайская и чичканская свиты на поверхность выведены не были.

Нерасчлененным рельефом, видимо, характеризовались и те участки, где на поверхность выходили отложения большекаройской свиты, которые к этому моменту были заметно дислоцированы. Выветривание их выразилось всего лишь в образовании маломощной (в 1—2 м) зоны рыхлого элювия. Даже участки, сложенные карбонатными дислоцированными отложениями джанытасской серии и обладавшие местами крутосклонным рельефом, дававшим крупнообломочный материал в коксуйское время, были основательно снивелированы; на них развились мелкие карстовые понижения, западины и пещерки.

Рельеф местности понижался, как и в современном срезе, на северо-восток; именно с северо-востока, судя по мощности и распространению кыршабактинской свиты, шло наступление моря на предтамдинскую сушу. Что происходило в это время по другую сторону Кокджотского горста, сказать можно только предположительно, так как сопоставления чулактауской свиты с курумсакской и байконурской свитами (см. [3, рис. 36; 118, фиг. 5; 109, рис. 1]) вызывают определенные сомнения. На этом мы остановимся ниже.

Кыршабактинская акватория занимала в основном северо-восточный край КФБ (Аксайский блок), а также проникала языками в более юго-западные части района. На северо-западе КФБ она распространилась гораздо шире, покрывая участок месторождений Коксу, частично Герес и доходя до Караултюбе. Таким образом, полоса отложений кыршабактинской свиты имеет в плане форму дуги, охватывающей дальнее по-

гружение Кокджотско-Большекаройского поднятия с севера и северо-запада. В узкой юго-восточной половине этой полосы свита полна и мощна, на северо-западном фланге сокращена и представлена карбонатными слоями. Уже для времени этого подразделения можно заметить следующую особенность тамдинских отложений: терригенные пачки занимают относительно меньшие площади, чем карбонатные.

Наиболее ярко эта особенность проявилась во время отложения «нижних доломитов». Формирование этой пачки произошло в условиях повсеместного мелководья и вместе с тем явного расширения акватории. Вся территория КФБ, за исключением Большекаройского поднятия и самой северо-западной части (Караултюбе), покрылась мелкими водами. Осадки «запечатали» большую часть неровностей. На образовавшейся обширной отмели существовали отдельные слабо выраженные выпуклости, углубления. Но в общем плане это была огромная отмель, на которой в первой трети ее существования шло биогермное накопление карбонатов (волнисто-биогермный горизонт). Затем имели место размывы, смена обмелений углублениями, привнос терригенного материала; глауконитообразование, брекчирование (верхний глауконитовый и верхний фосфатный слои). Далее на широкой территории установилась стабильная мелководная обстановка, благоприятствующая образованию массивных столбчато-биогермных доломитов. Заметим, что количество следов интенсивности движения вод в разрезе НД падает снизу вверх, достигая максимума в средней части пачки.

Наиболее полные, мощные и дифференцированные разрезы НД занимают прицентральную полосу расширенной северо-западной части КФБ и отдельные части на юго-востоке, очень грубо коррелируясь с областью распространения крупных залежей фосфоритов, во многих местах далеко выходя за ее пределы. Снижение дифференциации НД и огрубление материала отчетливо наблюдается вблизи «поднятия Большого Кароя», как было подмечено еще предыдущими исследованиями [118, 105]. Отложения относительно глубоководной обстановки (темные, тонкополосчатые, не биогермные доломиты) для верхов НД локализуются на участке Шошкабулак (северо-западный фланг месторождения Джанытас).

Фосфоритообразование во время формирования кыршабактинской свиты и НД имело однотипный характер. Оно началось с образования фосфатных отложений в глауконитоносном песке, затем стало выражаться в образовании тонких слойков афанитового фосфата и фосфатоносных карбонатов. Наиболее фосфатными являются доломитовые слои кыршабактинской свиты брекчиевой и биогермной текстур, т. е. слои максимальных обмелений и в то же время расширений акватории. В НД максимум фосфатных слойков сконцентрирован в средней части пачки, ассоциируясь здесь с глауконитом, размывами, кремневыми образованиями. В процессе отложения НД образование фосфата проявилось уже и в форме рассеянных пеллет, чего не отмечается для кыршабактинского времени. Тонкие слойки (частично это были слойки-стяжения) не сохранялись в перемещающемся мелководном осадке и, чаще всего, превращались в обломочки. В конце века НД произошел почти повсеместный размыв дна на отмели. Признаки выхода осадков из-под уровня вод не фиксируются. Затем дно акватории резко углубилось, и в четко очерченной полосе видимой части КФБ началось биогенное кремненакопление.

Отложение кремневого горизонта произошло в две стадии, разделенные этапом размыва. Обе стадии начались с отложения тонкого базального слоя афанитового фосфорита, обогащенного мелкими спикулами губок, местами переходящего в брекчию. Отложенный фосфат значительно отличается от предшествовавших ему слойков по текстуре: это уже типичное слоистое образование. Тончайшая его слоистость, места-

ми корковое строение свидетельствуют об очень спокойной обстановке накопления фосфатного ила, не подвергнутого перемывам или грануляции.

На первом этапе вслед за отложением базального фосфорита кремненакопление (нижняя часть КГ) происходило целиком за счет спикул кремневых губок при очень малом участии глинистого и фосфатного материала. Последние появились в относительном обилии на втором этапе (верхняя часть КГ): спонголитовые слои стали разделяться глинисто-фосфатными и кремнево-глинистыми прослойками, выше — прослоями (линзами) карбонатного состава. В дальнейшем происходило перераспределение кремнистой составляющей осадков, что привело к появлению в верхней части КГ линзообразных раздувов — гигантских стяжений кремнезема. Возможно, среди таких раздувов мы имеем и оползневые роллы.

Появление в заметном количестве фосфатного и глинистого материала связывается нами с прогрессирующим углублением акватории. Если черный цвет кремней действительно обусловлен, как принято считать, органическими примесями, то, надо полагать, при формировании нижней части КГ органика в чистом и более мелководном спикуловом песке успевала разложиться и вымыться — отсюда светлый цвет кремней. Во второй половине времени отложения КГ глинистая примесь консервировала и связывала органику, ставшую к тому же обильной, поэтому верхняя часть КГ более черная, чем нижняя.

Кремненакопление на территории КФБ за счет губковых зарослей шло не повсеместно, а лишь в наиболее углубившейся прицентральной полосе. По ее периферии и внутри нее — на перемычках-отмелях, располагавшихся между впадинами,— продолжалось карбонатонакопление. Однако общее углубление вывело дно за пределы образования карбонатных биогермов, и здесь отлагались лишь слоистые доломиты, насыщенные кремнистым материалом в виде присыпок спикул или же в какой-либо иной форме. Последующее растворение и перераспределение этого кремнезема формировало стяжения причудливой формы, но, в общем, подчиненные горизонтальной слоистости. На наиболее приподнятых участках дна формировались карбонатные биогермы, очень мелкие, в диагенезе они частично или полностью замещались кремнеземом. Здесь же возникали и относительно крупные фосфатные оолиты. Можно предполагать, что такие образования соответствуют или базальному фосфориту или верхним частям КГ, отличающимся повышенной фосфатностью.

Очень постепенный на большей части КФБ переход от глинисто-фосфатно-кремневых отложений верхов КГ к кремнисто-фосфатным слоям нижнего фосфорита говорит о дальнейшем углублении этой части водоема. Фосфатоосаждение стало превалировать, но почти повсеместно во время накопления нижнего фосфорита значительную роль продолжали играть и процессы кремненакопления.

Дальнейшее углубление привело к заметному появлению, а затем и преобладанию глинистого материала, смешивающегося с кремнистым. То, что осаждение глинистого материала характеризует именно углубление, показывает тот факт, что существенно глинистой сланцевая пачка становится лишь в северо-западной части КФБ — в зоне разрезов максимальных мощностей. В этой зоне образование фосфатных пеллет было угнетено, почти все они здесь мелкие и переотложенные. Там, где мощности ФГ сокращены, сланцевая пачка представлена в основном не глинистыми слоями, а опять же спонголитами, аналогичными таковым верхней части КГ, переслаивающимися с глинистыми и фосфатными прослоями. Такая картина наблюдается на Джилане и Чулактау. Аналоги сланцевой пачки здесь очень похожи на верхнюю часть КГ. «Джиланская банка», кроме того, характеризовалась локальными оползаниями

слоистого глинисто-кремневого осадка с образованием ярко выраженных роллов и «закрутышей».

Регрессия, приведшая к формированию верхней фосфоритовой пачки, началась довольно энергично: в центре акватории образовался слой конглобрекчии. Произошло то же, что мы уже отметили при переходе от существенно терригенной аккумуляции к существенно карбонатной: площадь осадкообразования расширяется, а акватория мелеет.

Верхняя фосфоритовая пачка местами заметно карбонатна; местами она полностью замещается карбонатами (Караултюбе) — видимо, в сторону берега. Лежащая в основании верхней фосфоритовой пачки конглобрекчия распространена в зоне малого погружения дна — там, где сланцевая пачка представлена спонголитовой фацией или вообще не отлагалась. Первоначально интенсивная, регрессия впоследствии была весьма замедленной. Образно говоря, мелководье наступило скачком и стабилизировалось. Возможно, кое-где в прибрежной зоне нижележащие отложения стали размываться, что привело к образованию крупногалечных и даже валунных конглобрекчий с обломками карбонатов, кремней и фосфоритов.

Верхняя фосфоритовая пачка, как это считают и другие исследователи, формировалась с длительными и частыми перемывами отложенного материала. Отсутствие в составе ее пород значительных количеств кремнистых и карбонатных зерен говорит о том, что фосфатные зерна формировались преимущественно в диагенезе с последующим механическим обогащением осадка ими и дополнительным хемогенным нарастанием фосфата на зернах и гальке. Заметим, что фосфатные пеллеты могли образовываться не только при размыве слоев афанитовых фосфоритов, что чаще всего приводит к образованию остроугольных обломочков, но и при грануляции ила, при многократном перекатывании гранул (пеллет) и обрастании их корками фосфата. Фосфатом обрастали не только фосфатные микрозерна, но и любые затравки в виде кварцевых и других песчинок, биодетрита. Представляется, что в образованиях таких фосфатных пеллет, как и карбонатных микрофитолитов, большую роль играла водорослевая слизь. В сечениях большинство фосфатных зерен принципиально не отличается от типичных карбонатных концентрически-слойчатых онколитов.

Типичный хемогенный (биохемогенный) фосфат образует кристаллические корки. Они нарастают на крупных гальках, причем не со всех сторон, а лишь на открытой стороне и особенно во вмятинах. Нередко корки многократно перекрывают налипший на обломок зернистый материал. Образуются они и на поверхности дна, давая плоские формы. Эти плоские корочки имеют типичную строматолитовую текстуру в миниатюре, поэтому есть основание говорить об участии водорослей и бактерий в таких образованиях, что для современных карбонатных осадков уже является доказанным [98, с. 47—49]. В фосфатной пеллетной массе нередко попадаются обломочки таких корок. Наиболее мощным корковым фосфоритом является вышеупомянутый базальный фосфорит.

Видимо, интенсивное биохемогенное фосфатонакопление происходит локально, поэтому в отложениях верхнего фосфорита необросшие пеллеты (агрегированные зерна, микрооиды), пеллеты с одной оторочкой, пеллеты с несколькими оторочками и типичные оолиты (многооторочные пеллеты) перемежаются в причудливых сочетаниях, осложненных многократным перемешиванием материала. Некоторые оолитовые слои образовались путем постседиментационного «озернения» первично-афанитового фосфорита [39, с. 77—78].

К концу времени формирования верхней фосфоритовой пачки в ряде мест обмеление и активизация движений вод вновь приводят к образованию конгломератов и гравелитов. В этих случаях в их кластике фиксируется только фосфатный материал — все кремнистые слои ока-

зались полностью перекрытыми. Цементом кластики является обильный карбонатный материал, который в самых верхах пачки приобретает мелкобиогермную текстуру. Начинается формирование железомарганцевого горизонта.

Итак, ряд определяющих агрегацию осадков, которые мы наблюдаем в разрезе кыршабактинской и чулактауской свит, может быть выражен следующим образом: глауконитовые осадки (нижний и верхний глауконитовые слои), кремнисто-глинистые (КГ), глинистые и алевритоглинистые (сланцевая пачка). Сравнивая их с «отложениями орогенных материковых окраин» [57], можно увидеть полное совпадение с той зональностью отложений, которая наблюдается на современных шельфах. Перечисленные группы осадков характерны для верхней части, нижней части шельфа и его подножия (алевритово-глинистые сланцы) в условиях умеренно гумидной зоны. Красноцветы кыршабактинской свиты вроде бы свидетельствуют о жарком аридном климате — в области сноса КФБ. О теплом климате района акватории свидетельствуют биогермы и биостромы, биогенно-детритусовые и оолитовые пески доломитовых пачек кыршабактинской свиты, НД и верхов верхней фосфоритовой пачки.

Снос продуктов выветривания (в основном в виде высвобожденных окислов железа и марганца) происходил из области современных Кокджотского горста и долины Большой Карой по всей их длине; возможно, главное течение шло на севере через центр КФБ (Беркуты, Карашат, Джилан). А в крайней северо-западной части (Караултюбе) накапливались существенно песчаные осадки. Насыщение осадков железом и марганцем происходило ближе к берегу и после того, как бассейн пережил момент максимального обмеления — с осушением некоторых частей. Такая картина сходна с той, которая наблюдается в Боксонском районе Восточного Саяна. Там железистые и глиноземистые слои тоже располагаются в разрезе стратиграфически выше регрессивных фосфоритоносных отложений и непосредственно выше основной поверхности размыва, начиная новый трансгрессивный этап седиментации [89].

Видимо, отсутствие в пределах питающей провинции основных магматических пород, являющихся обычным источником глинозема, обусловило отсутствие в железомарганцевом горизонте КФБ аллитов. А объем пород, содержащих железо и марганец, которые оказались проработанными процессами выветривания, к тому же протекавшего в условиях аридного климата вяло, был мал, что и обусловило незначительность железомарганцевой минерализации слоев начала третьего цикла.

Во время отложения «бурого доломита» количество поступающего в бассейн железа заметно сократилось, марганец практически перестал поступать, зато резко увеличилось поступление терригенного материала, в основном кварцевого песка и алеврита. На северо-западной периферии предполагаемого поднятия (Караултюбе, Кистас, отчасти Герес) кварцевый песчаный материал был весьма обилен и образовал отдельные слои, иногда превалирующие над доломитами. Вновь появились губковые заросли, но несколько иного, чем при формировании КГ, вида. Во время отложения БД преобладали губки с карбонатным скелетом. Однако встречаются и кремнистые, которые, вероятно, и обусловили насыщенность осадков кремнеземом. С другой стороны, обилие кремнезема в отложениях БД можно связывать и со сносом продуктов выветривания, и с осушениями дна, а также с диагенетическим перераспределением растворенного в илах кварца и опала. Вопрос об источнике кремнезема в БД остается нерешенным. Регрессия третьего цикла завершилась очередным обмелением с прекращением привноса терригенного материала [10], что привело к отложению светлых массивных грубо- и толсто-

[10] Видимо, привнос терригенного материала в бассейн был постоянным, только он «избегал» возвышенных частей дна, перемещаясь по понижениям и в них отлагаясь. Говоря о «привносе», имеется в виду отдельные участки дна.

наслоенных карбонатов пачки А. Последним предшествовало существование в центральной части акватории обширной отмели, на которой развивалось обилие донных организмов, формировались мелкие биогермы, сходные с биогермами ЖМГ и шло интенсивное фосфатонакопление биохемогенного типа. Некоторые части отмели были осушены.

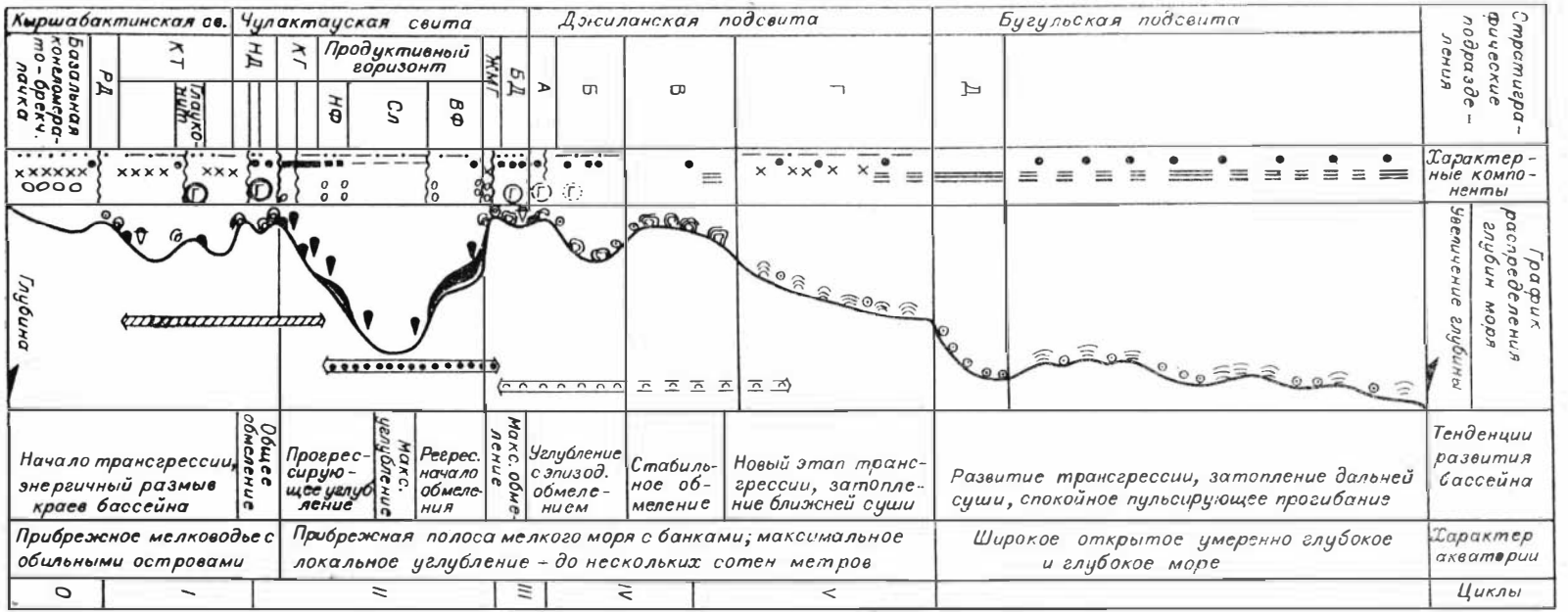
Во время отложения доломитов пачки А привнос терригенного материала с соединениями железа практически прекратился. На той части отмели, где продолжалось карбонатонакопление, осадки несколько раз частично выходили из-под уровня вод. В эти моменты осушения, видимо, возникали замкнутые усыхающие лагуны. Здесь, вследствие повышения щелочности вод, вначале накапливались резервы растворенных фосфатов, которые потом минерализовывались, образуя тонкие афанитовые прослойки и корочки среди чистых доломитов. Внешне эти карбонатно-фосфатные корки напоминают описания доломитовых кор надприливной фации, «похожих на старый асфальт» [98, с. 48].

Опускание начала — средней части четвертого цикла привело к заметному расширению акватории, берега отодвинулись, течения стали приносить в весьма заметном количестве глинистый материал, почти весь КФБ превратился в относительно глубокую плоскодонную часть водоема, где расцвело сообщество брахиопод и стали формироваться ракушняковые карбонатные слои пачки Б. Глинистый материал, смешиваясь с карбонатным, заполнял промежутки между своеобразными бесструктурными мелкими (первые сантиметры) биогермами сгустковой формы, в которых концентрировался почти чистый карбонатный материал. Время от времени возникали существенно глинистые слои, мергели. Завершившие четвертый цикл осадки мелководья сформировали пачку необычных (по сравнению с предыдущими) по чистоте грубонаслоенных доломитов — пачку В. Мелководность бассейна для этого времени подтверждается составом и структурой пород, а также присутствием крупных онколитов (до 2—3 см в поперечнике), выявленных в разрезе месторождения Тамды — Арбатас. В отличие от массивных доломитов всех предыдущих подразделений доломиты пачки В образовались в удалении от берегов; этим, помимо направленности и силы течений, видимо, и объясняется их необычная чистота.

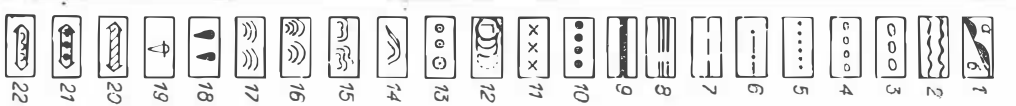
Новое погружение (начало V цикла) вновь привело к поступлению в бассейн глинистого материала, который придает породам красную окраску. Цветом он отличается от предыдущих порций терригенных примесей — в фосфато-сланцевой пачке и в пачке Б, но сходен с терригенным материалом кыршабактинской свиты. Можно предположить, что если терригенный материал для фосфатных кремнисто-глинистых сланцев ФГ и мергелистых карбонатов пачки Б брался в основном за счет внутренних ресурсов бассейна и их перераспределения, то во время образования пачки Г, как и при формировании кыршабактинской свиты и железомарганцевого горизонта, в бассейн стали поступать продукты выветривания с суши. Пестроцветный тип отложений пачки Г распределен веером, если вершиной его считать область Кокджотского горста и долину Большой Карой. В процессе их перекрытия морем и была сформирована пачка Г.

Дальнейшее развитие трансгрессии и углубление акватории привело к распространению в районе пелагической обстановки и накоплению темноцветных осадков.

Вышеизложенная история осадконакопления в КФБ может быть наглядно изображена условной обобщающей кривой в «координатах» геологического времени и глубины акватории (см. рис. 76), при построении которой использована схематизация разреза для выделения фосфоритоносной агрегации. К сожалению, пока нет возможности строить такую кривую с использованием каких-либо количественных данных. Колебания глубин изображаются (как и все кривые, показывающие трансгрес-


Кыршабактинская св.
Чулактауская свита
Джиланская подсвита
Бугульская подсвита
Стратиграфические подразделения
Базальная конгломерато-брекч. пачка
РД
КТ
Глауконитит
НД
КГ
Продуктивный горизонт
НФ
Сл
ВФ
ЖМГ
БД
А
Б
В
Г
Д
Характерные компоненты
Глубина
Увеличение глубины
График распределения глубин моря
Общее обмеление
Начало трансгрессии, энергичный размыв краев бассейна
Прогрессирующее углубление
Макс. углубление
Регрес. начало обмеления
Макс. обмеление
Углубление с эпизод. обмелением
Стабильное обмеление
Новый этап трансгрессии, затопление ближней суши
Развитие трансгрессии, затопление дальней суши, спокойное пульсирующее прогибание
Тенденции развития бассейна
Прибрежное мелководье с обильными островами
Прибрежная полоса мелкого моря с банками; максимальное локальное углубление – до нескольких сотен метров
Широкое открытое умеренно глубокое и глубокое море
Характер акватории
0
I
II
III
IV
V
Циклы

Время
Фосфатогенная зона
Глубина + расст. до берега


22
21
20
19
18
17
16
15
14
13
12
11
10
9
8
7
6
5
4
3
2
1

сивно-регрессивный ход истории) на основе качественных соображений. Они сугубо относительны и определяются сравнением соседних стратиграфических подразделений. Тем не менее подобная кривая может являться показательной для развития бассейна и использоваться при прогнозировании фосфоритоносности разрезов. На рис. 76 изображена одномерная (вертикальная) модель осадконакопления и миграции бассейна в каратауском регионе фосфоритонакопления, предназначенная для сравнения ее с другими районами в целях прогноза и выработки существенных признаков генеральной модели фосфоритонакопления. В целом отмечается соответствие построенной модели схеме размещения отложений на профиле континентальных окраин (шельф и склон) [57, 81]. Фосфаты занимают среднюю зону глубин на шельфе. Ниже следует зона глинистых и глинисто-кремнистых осадков, где фосфаты тоже встречаются, но здесь они явно угнетены [81]. Расхождение проявляется в положении глауконитоносных осадков. В КФБ они явно тяготеют к более мелководным, чем фосфатные, частям циклов, в то время как в современных океанах глауконитовая зона следует намного ниже, чем фосфатная, глубже нее распространены лишь глинисто-кремнистые гемипелагические илы [81].

* * *

Как было сказано, изучение распределения мощностей, содержания доломита, исследование некоторых других свойств подразделений шабактинской свиты еще только начинается. Сейчас же замечены следующие тенденции, которые могут использоваться при определении условий образования каратауских фосфоритов.

Предложенное расчленение джиланской подсвиты, наиболее важной из других подразделений шабактинской свиты для прогноза фосфоритоносности, прослеживается на большей части КФБ — от р. Бабаата до г. Каратау, но не проявляется в разрезах северо-восточной полосы, а именно: от Беркуты Северный через Батырбай, Актас и до Чийлибулака. Там опознается только пачка В, да и то лишь местами. В целом же большая часть джиланской подсвиты и вышележащая толща в северо-восточной зоне КФБ имеют совершенно иной облик, чем к юго-западу от названной полосы. Это преимущественно тонкослоистые карбонаты, среди которых резко преобладают темно-серые и черные; уменьшается доломитность разреза, сильно сокращается количество кремневых включений (особенно выше уровня пачки Г), разрез приобретает однородность. С другой стороны, в разрезе шабактинской свиты по р. Кыршабакты (к СВ от месторождения Актас) уже на уровне пачки Г появляются обильные слои карбонатных плоскообломочных брекчий, переслаивающихся иногда с глинистыми слоями. Это брекчии соскальзывания. Вышеперечисленные признаки более глубоководных обстановок, в том числе глинистость на уровне бугульской подсвиты и главное брекчии соскальзывания, залегающие четкими слоями и протягивающиеся по простиранию на многие километры, говорят о том, что эти отложения, воз-

Рис. 76. Одномерная модель положения фосфоритов Каратау в структуре вмещающей толщи.

1— фосфориты (*а*— незначительные проявления, *б*— промышленные); *2*— поверхности размывов (*а*— основные, *б*— второстепенные); породы: *3*— аллотигенные грубообломочные; *4*— грубообломочные, образовавшиеся при донных размывах; *5* — песчаные; *6* — алевритово-глинистые; *7* — кремнисто-глинистые; *8*— черные карбонаты; *9*— слоистые силициты; *10*— наложенное окремнение и кремневые включения; *11* — красноцветы и пестроцветы, *12* — глауконит (жирная обводка — обильное количество, тонкая — умеренное, штриховая — малое, пунктирная — очень малое); *13* — онколиты; *14* — бугристо-волнистые строматолитовые текстуры; *15* — сгусткообразные строматолитовые текстуры; *16* — столбчатые строматолитовые текстуры; *17* — пластовые строматолитовые текстуры; *18* — спикулы губок кремневые; *19* — спикулы известковые; *20* — зона афанитовых фосфоритов; *21* — зона преимущественно оолитово-пеллетных фосфоритов; *22* — зона биокластических фосфатных образований.

можно, образовались на внешнем крае шельфа, на крутом переходе к зоне больших глубин, куда и соскальзывали здесь осадки. О более глубоководных отложениях шабактинской свиты в Аксайском блоке уже сказано в работе [86, с. 24].

Таким образом, состав и строение нижней половины тамдинской серии подводят к заключению в том, что КФБ располагался на типичном шельфе. На юго-западе шельф примыкал к низкой суше. Была ли суша в северо-западной части КФБ, неясно. Однако здесь явно наблюдаются сравнительно мелководные фации чулактауских отложений. Сокращение мощностей чулактауской свиты отмечается к северо-восточной окраине КФБ (Беркуты Северный, Батырбай, Актас, долина Аксай), а по шабактинским слоям там же рисуется переход к глубоководной части бассейна. Такое соотношение может быть объяснено тем, что фосфоритоносные осадки испытывают «угнетение» к обоим краям шельфа, в то время как вышележащие слои свидетельствуют о перемещении более глубоководной зоны туда, где ранее располагался собственно шельф.

Мы не располагаем пока весомыми доказательствами преемственности режимов осадконакопления между подразделениями нижней части тамдинской серии. Выше был приведен ряд несовпадений в распределении мощностей и состава отложений разных ее стратиграфических этажей. Но при этом существует и ряд соответствий более общего плана. Поэтому надо думать, что надфосфоритовые части шабактинской свиты в какой-то мере указывают на режим седиментации и для чулактауского времени и что фосфориты отлагались на шельфе морского бассейна, внешний край которого проходил по северо-восточной окраине рассматриваемого района.

Какая обстановка существовала в век чулактауской свиты юго-западнее поднятия, сказать трудно. Все зависит от результатов сопоставления этой свиты с разрезом в Большом Каратау. Зона Большого Каратау соответствует поясу кремненакопления (курумсакская свита), но соотношение его с фосфоритонакопляющей зоной шельфа остается неясным. Тут как раз уместно вспомнить, что сопоставляемые отложения чулактауской и курумсакской свит разобщены глубинным разломом, вдоль которого происходили значительные перемещения. Вместе с тем в Большом Каратау наблюдается довольно постоянный тип разреза [3, рис. 16, с. 77], поэтому на сопоставление с ним разреза Малого Каратау (см. [118, фиг. 5, с. 23 и 3, рис. 36]) сдвиг не должен оказывать большого влияния. Однако сопоставление этих разрезов по пачкам и горизонтам до сих пор обосновано очень слабо. Так, по С. Г. Анкиновичу [3, рис. 36], прямо сопоставляется лишь довольно значительный стратиграфический интервал: байконурская+курумсакская+кулантауская свиты Большого Каратау и чулактауская свита+кембрийская часть шабактинской свиты Малого Каратау. По В. Н. Холодову [118, фиг. 5], это сопоставление детализировано: байконурская свита («тиллиты») сопоставляется с НД; самая нижняя пачка курумсакской свиты — с КГ; вышележащая часть курумсакской свиты, содержащая ванадиеносные фтаниты и фосфатные конкреции,— с ФГ и ЖМГ чулактауской свиты. Такое сопоставление с точки зрения приводимых данных можно сделать, но его обоснованность мала.

Современные океанологические исследования показывают, что регионально распространенные морские кремнистые отложения формируются в двух случаях: 1) как результат перераспределения рассеянного в осадках кремнезема и 2) как результат осаждения вследствие циркуляции океанических вод. Отложения курумсакской свиты относятся, очевидно, ко второму случаю, так как обладают всеми признаками осадочного происхождения. Для возникновения же пояса кремненакопления вторым способом необходима открытая связь с океаническими глубинами, чтобы установилась система циркуляции и постоянный подъем

глубинных вод на шельф стимулировал развитие организмов с кремневыми элементами скелета. Огромное значение для кремненакопления в биопродуктивных зонах имеет апвеллинг, создающий на прилегающем крае континента засушливый климат [25], в результате чего там образуются не аллювиальные, а пролювиальные отложения.

Апвеллинг, как правило, требует открытой связи с глубокими частями бассейна; он маловероятен в узких проливообразных акваториях. Поэтому можно сказать, что наблюдаемый состав нижнекембрийских отложений Большого и Малого Каратау противоречит представлениям о проливообразной форме палеобассейна, как это показано на палеогеографических картах [3, 4, 118]. Утверждать о наличии суши к СВ от КФБ преждевременно. Отложения нижнего кембрия Каратау формировались на шельфе, обращенном на СВ, и со временем шельф смещался на ЮЗ. Пояс кремненакопления, одновозрастный чулактауской свите, при такой палеогеографической зональности должен был находиться северо-восточнее Малого Каратау; следовательно, в область Большого Каратау он мог переместиться лишь в более позднее время.

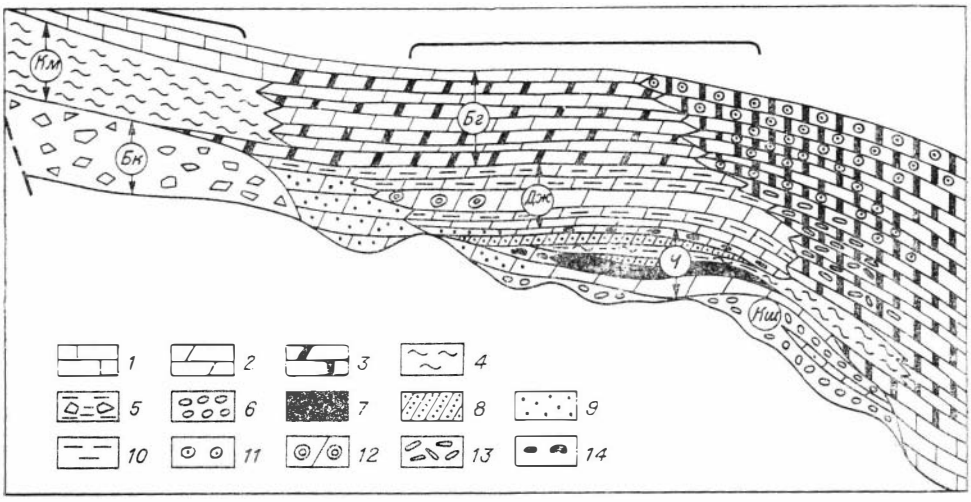
Стремление стратиграфически параллелизовать пачки только по их литологическому составу должно опираться на гипотезу об их происхождении и миграции бассейна; в данном же случае схема палеогеографии [3, 4, 11] говорит о ее неправдоподобности. Возрастные сопоставления разнофациальных зон (а именно, таковыми и являются Большой и Малый Каратау) не надежны. Практика показала, что сопоставление пластовых фосфоритов со слоями, содержащими лишь фосфатные конкреции, может «увести» далеко от синхронизации в масштабе отдела и даже системы. Так, например, могло бы получиться при сопоставлении вендских фосфоритов месторождения Белка (Горная Шория) с конкреционно-фосфатоносными пачками развитой здесь уже усть-кундатской нижнекембрийской свиты, которая явно залегает выше белкинской свиты. То же можно сказать и о сопоставлении ванадиеносного и фосфатного оруденения в районах Южного Казахстана. Для целей палеогеографии как раз требуется независимым методом доказать их одновременность, а не считать их показателями одновременности.

Не исключено, что вся чулактауская свита может сопоставляться лишь с толщей байконурских валунных брекчий (тиллоидов). Еще более вероятно, что эти брекчии коррелируются не с чулактаускими отложениями, а с более молодыми — скажем, с джиланской подсвитой. Происхождение байконурских тиллоидов спорно, и существует довольно обоснованное представление об их пролювиальном образовании [13, с. 150—153], что больше подходит к намеченной нами схеме палеогеографической зональности.

Прибрежная зона моря в чулактауское время, возможно, имела на некотором расстоянии от берега область поднятий — островов, расположенных цепочкой, северо-западного простирания. Эти поднятия являлись барьером, задерживающим терригенный материал перед зоной фосфоритонакопления. С другой стороны, в таком барьере, возможно, и не было необходимости, так как в районах апвеллинга, повторим, прибрежная суша, как правило, не дренируется вследствие создающейся здесь зоны засушливого климата.

После чулактауского века море трансгрессировало далее на юго-запад. На месте бывшей здесь сухой и непокрытой равнины оказалась зона пролювиальных конусов выноса, которая впоследствии превратилась в зону кремненакопления. Отметим, что по составу осадков последней (курумсакская свита) нельзя сказать о близости юго-западного берега, показанного на схеме В. Н. Холодова [118, фиг. 17], тем более сбросового характера, что проявилось бы в рельефе.

Можно полагать, что зона кремненакопления при миграции (в направлении трансгрессии) в район Большого Каратау могла и не оста-



ЮЗ СВ

Рис. 77. Схема поперечного сечения КФБ.

1 — светлые известняки; *2* — светлые доломиты; *3* — черные разновидности карбонатов; *4* — кремнистые сланцы; *5* — тиллоидные отложения; *6* — конгломераты пестроцветные; *7* — спонголиты; *8* — фосфориты; *9* — песчанистые породы; *10* — глинистые породы; *11* — онколиты; *12* — пизолитовые доломиты; *13* — плоскообломочные брекчии в карбонатах; *14* — кремневые включения. На схеме: Км — курумсакская свита, Бк — байконурская свита, Бг — бугульская подсвита, Дж — джиланская подсвита, Ч — чулактауская свита, Кш — кыршабактинская свита; скобкой помечены области, обеспеченные фактическим материалом.

вить свой след в Малом Каратау, который должен был проявиться кремнево-сланцевой пачкой над фосфоритами. С другой стороны, не исключено, что пояс кремненакопления окружал участок фосфоритоотложения подковой, обращенной выпуклостью на северо-запад. Тогда курумсакская свита действительно соответствует по времени чулактауской. Но в этом случае совершенно маловероятно наличие к северо-западу от КФБ близко находящихся массивов суши (Кабанкулакского и Сырдарьинского поднятий: см. [118, фиг. 17]).

В проводящемся рассуждении мы не принимаем во внимание гипотезы об образовании кремнистых отложений в региональном масштабе за счет минерализации кремнезема, привнесенного из коры выветривания или внесенного в воды при проявлениях подводного вулканизма. Представляется, что связь кремнистых отложений с определенными зонами океанической циркуляции более убедительна и соответствует облику и фациальным профилям рассматриваемых отложений. Кроме того, четкая приуроченность первично-осадочных кремнистых отложений Малого Каратау к краевым частям циклически построенных наборов слоев свидетельствует о полной зависимости их появления от смены регионального режима седиментации, а не от вторжения дополнительных факторов (скажем, возникновения новых источников материала). Определяющими факторами возникновения цикличности следует считать глубину акватории и расстояние до берегов; производными — характер движений вод, набор механизмов осадконакопления. Появление кремнистых и фосфатных отложений в определенных местах фациального профиля и структуры разреза, скорее всего, свидетельствует о заимствовании кремнезема и фосфора из океанического фонда — в зоне действия апвеллинга.

Вышеприведенные рассуждения иллюстрируются поперечным литостратиграфическим профилем через КФБ и примыкающую область (рис. 77).

Изложенные соображения далеко не бесспорны, и на сегодняшний день еще остается в силе высказывание Н. М. Страхова: «...палеогеографическая обстановка возникновения этих (каратауских.— *авт.*) фосфоритоносных отложений пока не раскрыта с надлежащей конкретностью и достоверностью» [100, с. 90].

СРАВНЕНИЕ ФОСФОРИТОНОСНОГО РАЗРЕЗА КАРАТАУ С РАЗРЕЗАМИ ДРУГИХ КРУПНЕЙШИХ ФОСФОРИТОНОСНЫХ БАССЕЙНОВ

Подобные сравнения производились не раз, причем отмечалось то или иное сходство в геологической позиции фосфоритов Каратау и других крупных месторождений. Наиболее эффективные черты сходства (положение в разрезе, мощность и состав фосфоритоносной формации, характер изменений вкрест простирания основных тектонических и палеогеографических элементов, облик соседних образований и т. п.) намечен при сравнении КФБ со следующими палеобассейнами: пермским — Фосфория (США) [70, 122]; кембрийским — Джорджина (Австралия) [49, 131]; рифейско-кембрийским — Хубсугул — Ухагол (МНР) [48, 49, 70]; с некоторыми кембрийскими месторождениями КНР [27]; наконец, было даже отмечено формационное сходство с фосфоритоносными мел-палеогеновыми отложениями Северной Африки [35, 61]. Все сравнения свидетельствуют о том, что отдельными чертами сходства обладают весьма разновозрастные и тектонически различные фосфоритоносные отложения. Это не удивительно: формирование крупных и богатых скоплений фосфатов должно возникать в определенном диапазоне условий среды отложения и процессов концентрации уже минерализованных фосфатов в залежи, а также сохранности последних. Задача сравнения — вскрыть то всеобщее, что находится в специфических образах отдельных месторождений. Система из повторяющихся на каждом месторождении элементов должна лечь в основу универсальной модели, которая может привести к созданию плодотворного объяснения причин интересующего нас процесса фосфоритообразования.

КАРАТАУ — ЗАПАДНОЕ ФОСФАТНОЕ ПОЛЕ, США

Максимальное количество материала для сравнений дает хорошо изученный регион пермского Западного фосфатного поля США. Н. С. Шатский [122, с. 70—72], сравнивая эти данные с каратаускими, отмечал полную однородность формаций Фосфория и чулактауской свиты по набору слагающих формаций пород (силицилиты, глинистые сланцы и песчаники, известняки и доломиты, окремненные карбонатные породы, однотипные зернисто-оолитовые фосфориты), по близости мощностей формаций и прежде всего по эндогенному генезису вещества кремнистых пород.

В. Л. Либрович [70, с. 158] установил, что в седиментационных циклах чулактауской свиты и формации Фосфория «прослеживается почти тот же набор пород». При этом было отмечено, что алевритовые и глинистые частицы тяготеют к фосфоритам, а более крупные — песчаные — к карбонатным породам. Следовал вывод: в обоих фосфоритоносных районах «зона фосфоритообразования была отделена от континента (источника кластогенного материала) полосой банок — отмелей». Для

Каратау и Фосфории определилась единая характерная ассоциация: кремнисто-глинисто-фосфатная.

А. И. Смирнов [91, с. 16] каратаускую фосфоритоносную формацию и Фосфорию объединил в одну группу (кремнисто-доломитовых) формаций. Н. А. Красильникова, Б. Г. Гуревич и Ю. Ф. Шмелькова [68, с. 37] каратаускую и фосфорийскую «кремнисто-карбонатные» формации, как и в вышеуказанных работах, относят по тектонической принадлежности к образованиям многеосинклинальных прогибов, а по палеогеографическим условиям — к проливам и заливам морских океанических бассейнов, в которых отлагалась фосфоритоносная ассоциация доломитов и кремнисто-глинистых сланцев [68, с. 53].

Признаками сходства каратауских и фосфорийских отложений считаются также: расположение тех и других в зоне аридного климата [100, с. 85]; ассоциация с ванадиеносными углеродисто-кремнистыми фтанитами [28, 117], с кварцевым песчаным материалом [14]. Таковы основные заключения о сходстве фосфоритоносных отложений КФБ и Западного фосфоритного поля. Продолжим их перечень.

Основная часть фосфоритовых залежей формации Фосфория отложена на платформенном шельфе, к которому с запада примыкает многеосинклиналь [142, с. 4—10]. Большие глубины палеоокеана отграничивались от шельфовой зоны полосой подводных поднятий [14, с. 73]. Отложение фосфоритов произошло вскоре после леонардской (P_1) трансгрессии на низкую сушу (сложенную пенсильванскими и отчасти вулфкэмпиенскими песчаниками и карбонатами), с очень слабым стоком, и подверженную интенсивной дефляции в аридном климате. К востоку от этой заливообразной части океана располагался эвапоритовый бассейн. Такое соотношение фаций наглядно выражено на достаточно известном профиле — двумерной модели фосфоритового бассейна Фосфория — через территорию Айдахо и Вайоминга [137, фиг. 1].

На этом профиле показано, что формация Фосфория, слагающаяся фосфатсодержащими пачками кремней, кремнисто-алевритистых аргиллитов и фосфатных кремнисто-глинистых сланцев, подстилается широко распространенными доломитами Грэндю (в которых содержатся также известняки и песчаники). Г. И. Бушинский [14, с. 14—17] назвал их «пачкой нижних доломитов». Грэндю имеет мощность от 20 до 85 м, согласные контакты с вышележащими отложениями Фосфории, включения фосфатных остатков фауны, прослои фосфорита в верхней части. Все это чрезвычайно сходно с обликом «нижнего доломита» КФБ.

Далее, упомянутый профиль показывает, что к востоку от основной фосфоритоносной зоны формация Фосфория латерально, путем переклинивания переходит в карбонатную формацию Парк Сити. А последняя таким же образом далее к востоку переходит в красноцветные глинистые отложения, глубоко вклиниваясь в них отдельными языками. Парк Сити переклиниванием замещает Фосфорию в зоне шириной примерно 50—70 миль. В западном направлении мощности глинистых и кремнистых членов Фосфории быстро нарастают, а мощности существенно фосфатных членов также быстро падают. Таким образом, основная продуктивная зона была расположена на шельфе, а не на континентальном склоне.

В северной части Фосфорийского залива отложения формации Фосфория замещаются глауконитоносными песчаниками формации Шедхорн. Зона насыщения разреза перми кварцевыми песчаниками образует меридиональный язык. Г. И. Бушинский [14, с. 30] считает, что песчаный материал Шедхорн принесен рекой с гумидной равнины и лишь частично образовался в результате размыва каменноугольных песчаников Квадрант [14, с. 81]. Американские же геологи [137, с. 32] определяют песчаники Шедхорн как прибрежную морскую фацию перми в Юго-Западной Монтане, отложенную в стабильных условиях при слабой тен-

денции к погружению. Материал песчаников Шедхорн представлен лишь устойчивыми минералами и получен при береговой абразии более древних осадочных отложений, обнажавшихся в Центральной Монтане.

Описанная картина состава и распределения отложений фосфоритоносной перми Западного фосфатного поля США качественно и в деталях совпадает с аналогичной картиной КФБ. Между ними можно наметить сходство по ряду признаков:

1. Фосфоритоносная толща состоит из кремнисто-глинистых сланцев, кремнисто-алевритовых аргиллитов, фосфоритов и кремней, а карбонатный материал здесь в подчиненной роли.

2. Фосфоритовая толща подстилается широко распространенной пачкой «нижних доломитов».

3. Зона наибольшей фосфоритоносности расположена между прибрежными и пелагическими фациями.

4. К берегу (или к зоне наибольшего мелководья) фосфориты, кремни, фосфатные сланцы латерально переходят в карбонатные отложения.

5. На северной окраине КФБ часть фосфоритоносной формации (верхняя) замещается кварцевыми песчаниками. Верхней части формации Шедхорн в Каратау эквивалентен горизонт «бурых доломитов» и средняя часть НД. (Песчаные языки формации Шедхорн тоже преобладают в кровле фосфоритовой серии и ниже нижних фосфоритов.)

6. Песчаные отложения фосфоритоносной формации и ряд ее карбонатных слоев глауконитоносны.

7. Верхние слои фосфоритоносной формации тяготеют к относительно мелководным областям и распространены шире, чем нижние.

8. Фосфоритоносные и фосфоритовмещающие отложения в бассейнах Каратау и Фосфория смяты довольно интенсивно, с развитием надвигов [125].

Но самое примечательное сходство между бассейном Фосфория и КФБ заключается в одинаковой циклической структуре разрезов. Сравнивая диаграмму вертикальной последовательности пород в Фосфории и подстилающей ее формации Уэллс [14, фиг. 17, с. 55; 137, фиг. 3] и нашу для КФБ (см. рис. 76), видим, что в обоих случаях фосфориты занимают промежуточное положение между экстремальными пунктами на кривой трансгрессии и регрессии, разделяясь или пачками кремнисто-глинистых пород, или кремнями и карбонатами. Набор пород в циклах для обоих районов один и тот же — он представлен на идеализированной схеме седиментации в море, отлагавшем формацию Фосфория [141, фиг. 86]. При рассмотрении разрезов основной продуктивной пачки Фосфории (Мид Пик) видно, что фосфоритовые пласты, как в частном, так и в общем плане, разделяются глинистыми (и алеврито-глинистыми) слоями в трансгрессивных циклах и карбонатами с кремнями — в регрессивных. Наиболее глубоководные части циклов представляют чередование черных сланцев и серых аргиллитов. Черные сланцы в средних частях некоторых циклов являются ванадиеносными [125, с. 116].

Одинаков и латеральный ряд пород в обоих бассейнах: от наиболее глубоководных к мелководным, это — кремнистые и глинистые сланцы, фосфоритовые породы, кремни, ряд разнообразных карбонатов (доломитов), завершающийся максимально мелководными доломитами с отчетливыми строматолитовыми (столбчатыми, бугристыми) текстурами. Комковатые (сгустковые) доломиты, видимо, более глубоководны, чем последние. Таким образом, осадки шельфов обоих фосфоритоносных районов качественно практически сходны, но различаются в основном пропорциями.

Фосфорийский бассейн наступил на континент после кратковременного осушения, последовавшего за отложением карбонатно-песчанковой и кварцевой толщ пенсильвания — вулфкэмпиена. Соотношение терригенной толщи пенсильвания — вулфкэмпиена с вулфкэмпиен-леонар-

диевой формацией Парк Сити такое же, как и малокаройской серии с тамдинской: размыв, местами перерыв и незначительное стратиграфическое несогласие. В верхах толщ, подстилающих «нижние доломиты» (формации Тенслип, Уэлс), отмечается повышенная карбонатность разреза — это переходные слои, роль которых в КФБ играет кыршабактинская свита. Верхняя кремнистая пачка Фосфории (Този) эквивалентна по положению в разрезе кремнисто-карбонатному «бурому доломиту» Каратау: она покрывается с перерывом сланцами Динвуди. Последние отражают стадию последующего погружения, по положению они эквивалентны джиланской подсвите. Фосфориты Фосфории возникли по схеме образования второго цикла низов тамдинской серии. Между стадиями погружения, сформировавшими подфосфоритовые формации Уэллс, Тенслип, Вебер, Квадрант и другие, и стадией, сформировавшей фосфориты, как и в Каратау (перед отложением «нижних доломитов»), имела место региональная пауза в осадконакоплении, затем обширная трансгрессия, во время которой осадконакопление происходило цикличнo. Только циклы Фосфории построены сложнее. Детальное изучение каратауского разреза должно выявить подциклы, осложняющие основную последовательность событий.

Различие заключается в том, что в некоторых отношениях сравниваемые циклы взаимно обращены (представляют зеркальное отражение друг друга): в Каратау наиболее продуктивна верхняя фосфоритовая пачка, а в Фосфории — нижняя (Мид Пик). В Каратау сплошные силлициты — спонголиты подстилают нижний фосфорит, а в Фосфории они залегают выше нижнего фосфорита — разделяют нижний и верхний фосфорит.

Сопоставление упрощается, если рассматривать нижний и верхний фосфатные горизонты Фосфории раздельно. Тогда нижняя фосфоритовая пачка Фосфории (Мид Пик) идентична каратаускому ФГ в целом, но в обращенном виде: верхний кремнистый горизонт Каратау (БД) — это пачка Грэндю (кремнистая в верхах), а нижний кремнистый горизонт Каратау (КГ) — это кремни Рекс. Отличием является более глубоководный материал между фосфоритами пачки Мид Пик: сланцевой пачке Каратау соответствуют «нижние фосфатные аргиллиты», «средние алевролиты» и «верхние фосфатные аргиллиты» (см. разрез участка Гэймайн [125, с. 197]). Положив кремни Рекс в основание следующего цикла, опять видим аналогию с разрезом Каратау: КГ с его краевой кремнисто-карбонатной частью — это аналог кремней Рекс. Как и КГ, кремни Рекс латерально сменяются межрудными доломитами Фрэнсон с кремнями в виде желваков и прослоев. ФГ Каратау в целом надо рассматривать как гомолог верхних фосфоритов Фосфории (пачки Реторт); верхний кремнисто-карбонатный горизонт Каратау (БД) — как гомолог пачки кремней Този. Локально пачка Този перекрывается «верхними доломитами» [14, с. 29] — пачкой Эрвей, которая западнее (мористее) представлена известняками и может переходить латерально в кремнистые породы; на востоке Този замещается доломитами, а севернее — песчаниками Шедхорн. Все очень сходно с надфосфоритовыми отложениями каратауского разреза. Если добавить, что верхняя фосфоритовая пачка Фосфории подразделяется на три части — нижний и верхний фосфориты, между которыми залегают межрудные аргиллиты, то аналогия с разрезом Каратау становится более полной.

Таким образом, если продуктивный горизонт Каратау сформировался за один цикл, то Фосфория — за два. Возможно, что в плохо изученных разрезах зоны максимального прогибания чулактауского века в Каратау (Акджар, Дегерес), где по данным разведочных работ имеются не два, а три фосфоритовых горизонта, разделенных кремнисто-сланцевыми и кремнисто-карбонатными пачками, можно будет выделить тоже два цикла, между которыми отсутствуют чисто карбонатные элементы.

Тогда сходство с двуцикличным разрезом Фосфории еще более усилится.

Как и в Каратау, крупнооолитовые и пизолитовые фосфориты Фосфории считаются более мелководными. В обеих формациях относительно мелководные отложения, в том числе и более мелководные фосфориты являются или биокластическими, или же в них наблюдается обилие включений фосфатных фрагментов организмов. Естественно, пермские слои Фосфории более богаты биокластикой, чем нижнекембрийские отложения Каратау. Однако по мере изучения последних находки биокластики в них множатся, вплоть до фосфатных ракушняков (на р. Бабаата; в «завершающем фосфорите»). Как и в Каратау, именно верхние фосфориты Фосфории чаще биокластические.

Разумеется, цикличность сравниваемых фосфоритоносных разрезов выражена не везде полностью. Отдельные элементы циклов могут исчезать, что затушевывает «чистую» картину циклической структуры формации. Элементы циклов могут и модифицироваться по латерали; например, чистые силициты замещаются окремненными карбонатами. Однако одинаковая приуроченность столь далеких по возрасту фосфоритов к низу и к верху циклически построенных литокомплексов несомненна.

Остается заметить, что в пределах формации Фосфории и перекрывающейся с ней формации Парк Сити[11] присутствуют почти все элементы каратауской фосфоритоносной агрегации, кроме железисто-марганцевых слоев.

КАРАТАУ — БАССЕЙН ДЖОРДЖИНА, АВСТРАЛИЯ

Фосфоритоносные отложения северо-западного Квинсленда имеют практически тот же возраст, что и фосфориты Каратау. Не исключено, что их палеонтологическая датировка средним кембрием может быть пересмотрена в пользу нижнекембрийского определения по стандарту СССР.

Здесь под фосфоритоносной толщей на кристаллическом фундаменте залегает поздне-докембрийско-нижнекембрийская толща[12] песчано-конгломератовая формация Маунт-Берни. В ней есть так называемые «тиллоиды», которые считаются [132] ледниковыми отложениями, однако обоснованность этого недостаточно убедительна. В целом, аркозовая и красноцветная формация Маунт-Берни представляет осадочный комплекс приморской пролювиально-аллювиальной равнины со следами вторжений мелкого моря. Местами здесь отлагались и вулканогенные породы. В кровле формации на выступе Барк Ривер отмечены подстилаемые «ортокварцитами» слои железистых пород, трактуемые как древняя кора выветривания.

Эти отложения, по их сущности, могут быть сопоставлены с аркозовой малокаройской серией Каратау: те и другие отражают начальный этап опускания приморской территории. С другой стороны, разрез базальной песчаниково-конгломератовой формации Маунт-Берни поразительно напоминает последовательность пачек в кыршабактинской свите Каратау. Разрез отложений на фосфоритовом месторождении Дачесс по [144] следующий (рис. 78). Снизу вверх самая нижняя часть разреза (формация Берше), подразделяется таким образом: 1) пачка

---

[11] Если фосфоритоносную формацию в разрезе Каратау выделять в объеме чулактауской свиты, то обе эти американские формации образуют сходную кремнисто-карбонатную ассоциацию и в совокупности могут служить гомологом первой.

[12] В работе [132] разнообразные кембро-ордовикские отложения района объединяются в шесть крупных геологических тел (литосомы), соответствующих «формациям» американского кодекса, имеющих скользящие во времени границы. Здесь они будут называться формациями.

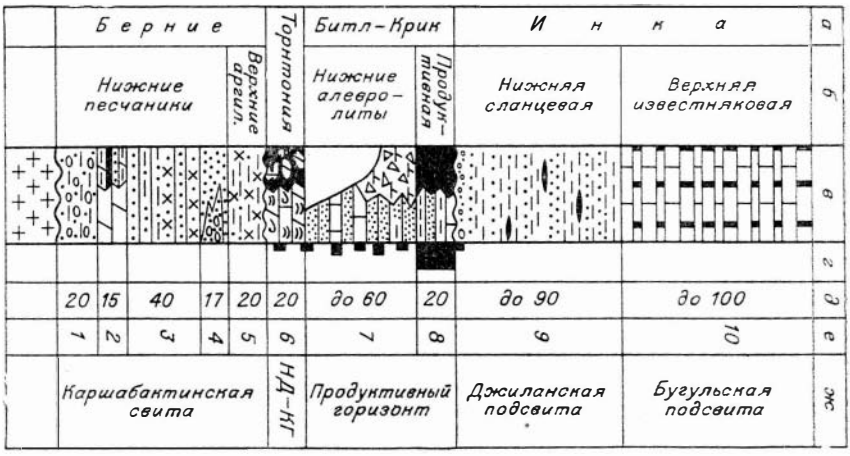


Рис. 78. Разрез фосфоритоносных отложений месторождения Дачесс [по 144].

а — формации, *б* — пачки, *в* — колонка, *г* — фосфатность, *д* — мощности (м), *е* — номера интервалов описания (см. в тексте), *ж* — эквиваленты каратауского разреза.

«тиллоидов»; 2) пачка розовых и кремовых доломитов; 3) пачка известковых красноцветных железистых песчаников и алевролитов; 4) пачка ортокварцитов с конгломератами; 5) пачка красноцветных железистых неслоистых доломитов и аргиллитов. В Каратау разрезу формации Бернис соответствует: 1) базальная конгломерато-брекчиевая пачка; 2) розовый доломит и 3—5) карбонатно-терригенная пачка, в которой (на уровне нижнего глауконитового слоя) местами имеются прослои и линзы чисто кварцевых песчаников, а верхняя неслоистая алевролито-аргиллитовая пачка имеет железистый цемент.

В кровле формации Бернис под толщей карбонатных пород фиксируется, как можно понять, перерыв осадконакопления с корой выветривания на выступах. Однако есть участки, где перерыв не наблюдается и аналог формации Бернис — формация Риверсдейл — в своих верхах содержит доломитовые песчаники, которые постепенно переходят в вышележащие карбонатные отложения формации Торнтония. Все, как при переходе от кыршабактинской свиты к НД.

Над базальной песчано-конгломератовой формацией залегает толща доломитов («доломиты Камуил»+«известняк Торнтония»). Мощность ее от 100 м на краях бассейна до 700 м в центральной части. Это аналог надкыршабактинской части тамдинской серии в уменьшенном масштабе, но близкий ей по возрасту (нижний кембрий — ордовик). Как и шабактинская свита, доломиты Камуил содержат пластовые включения кремня, заместившие карбонат и имеющие полосчатую и водорослевую текстуры, а также залегающие нодулями (типичные конкреции).

Доломитовая толща с кремнями, однородная в западной части бассейна, на востоке расклинивается отложениями известняков; еще восточнее среди карбонатов появляются песчано-алевритовые и алевро-глинисто-кремнистые пачки. В целом взаимоотношения формаций (см. [132, фиг. 2]) показывают трансгрессию с востока на запад со сменой (в нижнем — среднем кембрии) прибрежных доломитов с кремневыми включениями в сторону открытого моря вначале известняками, а затем алевритово-кремнистыми сланцами. Подобная же картина намечается, как мы установили, и в КФБ.

Пространственное положение трех поясов отложений во времени менялось вследствие миграции бассейна и перемещения глубоководной области. Более глубоководная часть то наступала, то отступала. Как и в

Каратау, и в Западном фосфатном поле США, вначале пестроцветные базальные песчаниково-конгломератовые, а местами вулканогенные отложения почти на всей площади бассейна легли мелководные доломиты низов формаций Торптония и Камупл. Вскоре эта площадь стала погружаться, но не повсеместно. В более углубленной зоне ее стали отлагаться фосфоритоносные отложения — формация Битл Крик и формация Бордер Уотерхол.

Отметим, что подфосфоритовые доломиты (формация Торптония) местами имеют биогермное строение, а местами интенсивно кремнисты. Их внешнее сходство с НД Каратау очень велико (личные наблюдения Э. А. Еганова). Над формацией Торптония, как и в Каратау, следует кремневый горизонт, который в некоторых местах бассейна Джорджина (например, в районе выступа Ардмор) перекрывается нижним фосфоритовым горизонтом.

Таким образом, фосфоритоносная формация бассейна Джорджина подстилается или «нижними доломитами» (формацией Торптония) или кремневым горизонтом. Местами она может залегать и непосредственно на базальной красноцветной песчано-конгломератовой формации. Фосфоритоносные отложения подразделяются на две — три части: 1) нижний фосфоритовый горизонт (0—2 м) — гомолог нижней фосфоритовой пачки Каратау; 2) пачка нижних алевролитов — известковые и кремнистые фосфатные алевролиты с подчиненными прослоями «вонючих» доломитистых фосфатных известняков и тонкими прослойками фосфоритов (до 60 м); эта пачка — гомолог межрудной сланцевой пачки Каратау; 3) пачку Монастери Крик — фосфориты, фосфатные кремнистые алевролиты, кремни и «вонючие» фосфатные известняки (до 40 м).

Пачка Монастери Крик может быть выражена в кремнистой или в карбонатной модификации. Перекрывается фосфоритоносная формация (с размывом) алеврито-сланцево-кремневой формацией Инка, латерально переходящей в известняки. В фосфоритоносной зоне это существенно терригенная толща, сложенная тонким, в значительной мере кремнистым материалом. В этих кремнисто-глинистых отложениях обильны спикулы губок. Кремнистые слои формации Инка резко отличаются от кремней, встречаемых в формации Торптония и, согласно [132, с. 32], считаются первично-осадочными. В глинистых отложениях формации Инка встречается довольно много трилобитов, и отложения эти довольно однородны для большей площади.

Добавим, что отложения формации Инка внешне удивительно сходны с глинисто-карбонатными пачками джиланской подсвиты. Самый нижний ее горизонт, кроющий фосфориты пачки Монастери Крик,— это существенно глинистый (каолинитовый) маломощный слой (0,3—0,5 м). Его можно сопоставлять с ЖМГ и БД каратауского разреза, где содержится наиболее «зрелый» материал.

Итак, в описанном фосфоритоносном разрезе бассейна Джорджина можно найти явственное сходство с каратауским. Как и в Каратау, среднекембрийские фосфоритоносные отложения бассейна Джорджина возникли после перекрытия приморской равнины трансгрессирующим бассейном и превращения этой приморской равнины в шельф. Фосфориты появились в значительном количестве лишь после того, как шельф прошел некоторую стадию углубления (вначале доломиты, выше — спонголиты). За этим последовал основной этап фосфоритоотложения. Продуктивная пачка бассейна Джорджина построена точно так же, как и в Каратау: нижние фосфориты (не повсеместно), мелководные фации сланцевой пачки, верхние фосфориты (наиболее широко распространенные). После отложения верхних фосфоритов шельф бассейна углубился и фосфорито-генническая зона перекрылась пелагической, где накапливались кремнистые и терригенные отложения континентального склона (формация Инка). После трансгрессии Инка море регрессировало или

же обмелело в связи с заполнением передового прогиба [132], затем снова трансгрессировало, отложив формацию Роаринг силтстоун, и вновь регрессировало, но фосфатонакопления уже не произошло, а вся территория покрылась мелким карбонатотлагающим морем с отдаленными берегами. Отложения формации Инка можно сравнить по обстановке осадконакопления и положению в разрезе с отложениями джиланской подсвиты Каратау.

Сравнивая позицию фосфоритов бассейна Джорджина с позицией каратауских фосфоритов, Т. де Кейзер и П. Кук [132, с. 69] отметили следующие элементы сходства: миогеосинклинальный класс[13], кембрийский возраст и ассоциация с «тиллоидами», вулканитами, доломитовая пачка под фосфоритоносной формацией; прослои железистых и марганцовистых брекчий; сходные структуры фосфоритов. Авторы указали на общие черты, имеющиеся у фосфоритов Джорджины и фосфоритов Фосфории, Тетиса, у фосфоритов восточного побережья США.

Представляется еще более важным сходство позиций фосфоритов Каратау и Джорджины в вертикальной последовательности отложений обоих районов. В обоих случаях отражается совершенно аналогичный процесс захвата морем краевой части континента, находящейся в области теплого климата, с дальнейшим прогрессирующим углублением этого краевого и вначале очень мелкого бассейна, широко сообщавшегося с открытым морем (океаном), пелагическая часть которого после фосфоритообразования надвинулась на место литорали, отлагая здесь кремнисто-глинистую толщу с обликом осадков, типичных для континентального склона.

Индивидуальностью разреза бассейна Джорджина является то, что его фосфоритоносная формация отлагалась на гораздо более стабильном основании, при меньшем размахе погружений и более длительных перерывах между формациями. Фосфориты отлагались в более мелководных условиях, чем каратауские, и при большей близости берегов, что и обусловило недифференцированность циклов седиментации. Последовательность же основных седиментационных этапов в обоих бассейнах и позиция фосфатогенетического этапа идентичны.

КАРАТАУ — ХУБСУГУЛ-БОКСОНСКИЙ БАССЕЙН

Сравнение этих двух фосфоритоносных районов приобретает особый интерес ввиду территориальной и геологической близости. Результаты их сравнения должны оказать прямое воздействие на поиски и оценку фосфоритовых залежей рифейско-кембрийского уровня в восточных районах СССР.

Такое сравнение уже проведено А. В. Ильиным [49; 48, с. 131—140], а также в некоторых других работах, посвященных фосфоритам Сибири. А. В. Ильин видит сходство между каратаускими и хубсугульскими фосфоритами в том, что они отлагались в узких заливообразных протибах, в осевой части которых располагалась непродуктивная известняковая фация фосфоритоносных карбонатных толщ, а в краевых — доломитовые и вместе с тем продуктивные фации; в том, что в обоих районах фосфориты залегают в основании верхней карбонатной серии, подстилаясь характерными красноцветными отложениями с аркозами и кварцевыми песчаниками [48, с. 139—140]. Другим важным выводом цитируемых работ было то, что с максимальной продуктивностью фосфоритоносная пачка образуется в бассейнах на некотором расстоянии от берега, ширина оптимальной зоны — порядка 15—20 км [48, с. 136].

[13] В работе [49, с. 171] бассейн Джорджина определяется уже как «типичный платформенный» прогиб.

Принципиальное сходство обоих фосфоритоносных бассейнов А. В. Ильин видел в наличии участков суши по их бортам, ограниченности размеров, некоторой изоляции обоих бассейнов от основной морской акватории (с. 137); в приуроченности их к внешним, относительно стабильным частям геосинклинальных поясов (с. 144).

А. В. Ильин обратил также внимание на то, что фосфориты в ряде месторождений разных районов приурочены к одним и тем же частям седиментационных циклов, а следовательно, связаны с общими процессами, регулирующими осадконакопление и смену терригенных отложений карбонатными [48, с. 152]. Была отмечена также близость в разрезе фосфоритов и железомарганценосных слоев (с. 155).

Материалы последующего изучения северного фланга Хубсугульского фосфоритоносного бассейна, т. е. Ухагол-Боксон-Сархойского района, позволили уточнить позицию фосфоритов. Одно из весьма существенных достижений И. И. Семейкина, В. Л. Колесникова и других — выявление циклической структуры фосфоритоносной карбонатной толщи Боксон-Сархойского района и сопоставление ее со структурой разреза Хубсугульского месторождения [89]. Благодаря представлению о циклической структуре осветились некоторые спорные вопросы стратиграфической приуроченности фосфоритов, порождающие устойчивые противоречия между различными группами исследователей: одни утверждали, что в районе Хубсугульской группы месторождений существует не один уровень фосфоритоносности [43, 80], другие считали, что здесь только один уровень [29, 48]. С позиции второй точки зрения плохо объяснимо высокое стратиграфическое положение фосфоритов от кровли подстилающей терригенной толщи, хотя наличие местами двух уровней отображено на схеме А. В. Ильина [48, рис. 8, разрез 10]. Такое же недоумение вызывало необычно высокое (от подошвы карбонатной серии) положение основного продуктивного горизонта Ухагольского месторождения, расположенного севернее Хубсугульского — у границы между МНР и СССР. Выяснилось, что фосфориты в разрезе карбонатной хубсугульской (боксонской) серии могут залегать на разных стратиграфических уровнях, занимая верхнее и нижнее положение в седиментационных циклах, разделяясь межрудными отложениями более глубоких зон. При этом фосфориты разных циклов имеют разное промышленное значение, а нижние циклы местами могут выпадать. Кроме того, циклы различаются по глубине образования отложений. На Хубсугульском месторождении фосфориты относятся к нижней части второго цикла, на Ухагольском — к верхним частям второго и третьего циклов [89].

Положение продуктивных горизонтов в циклической структуре разреза является важнейшим сходством между разрезами Хубсугул-Боксонского и Каратауского районов. Максимальное фосфатоотложение и в Каратау, и в Хубсугульском бассейне происходило в регрессивных частях циклов и проявилось не в самом нижнем цикле, а в третьем снизу.

Однако типы цикличности фосфоритоносных отложений в этих районах несколько различаются. Циклы каратауского разреза более «сжаты», мощности циклически построенных пачек здесь гораздо меньше, чем мощности таковых в хубсугульской карбонатной серии. Фосфоритоносные пачки последней разделяются доломитами и (или) известняками, мощность которых в 3—4 раза превышает мощность фосфоритовых пачек.

Каратауский продуктивный горизонт (ФГ) представляет аналог продуктивных пачек боксонской (забитской) серии [89]. Разделяющие последние 100—200-метровые пачки черных известняков в разрезе каратауского ФГ отсутствуют. Черные известняки, специфичные для фосфоритоносной части Хубсугульского разреза, увеличивают объем его циклов. На Ухагольском месторождении фосфориты разделяются сланцевыми пачками, а между сланцами залегают темные карбонаты. В Каратау же

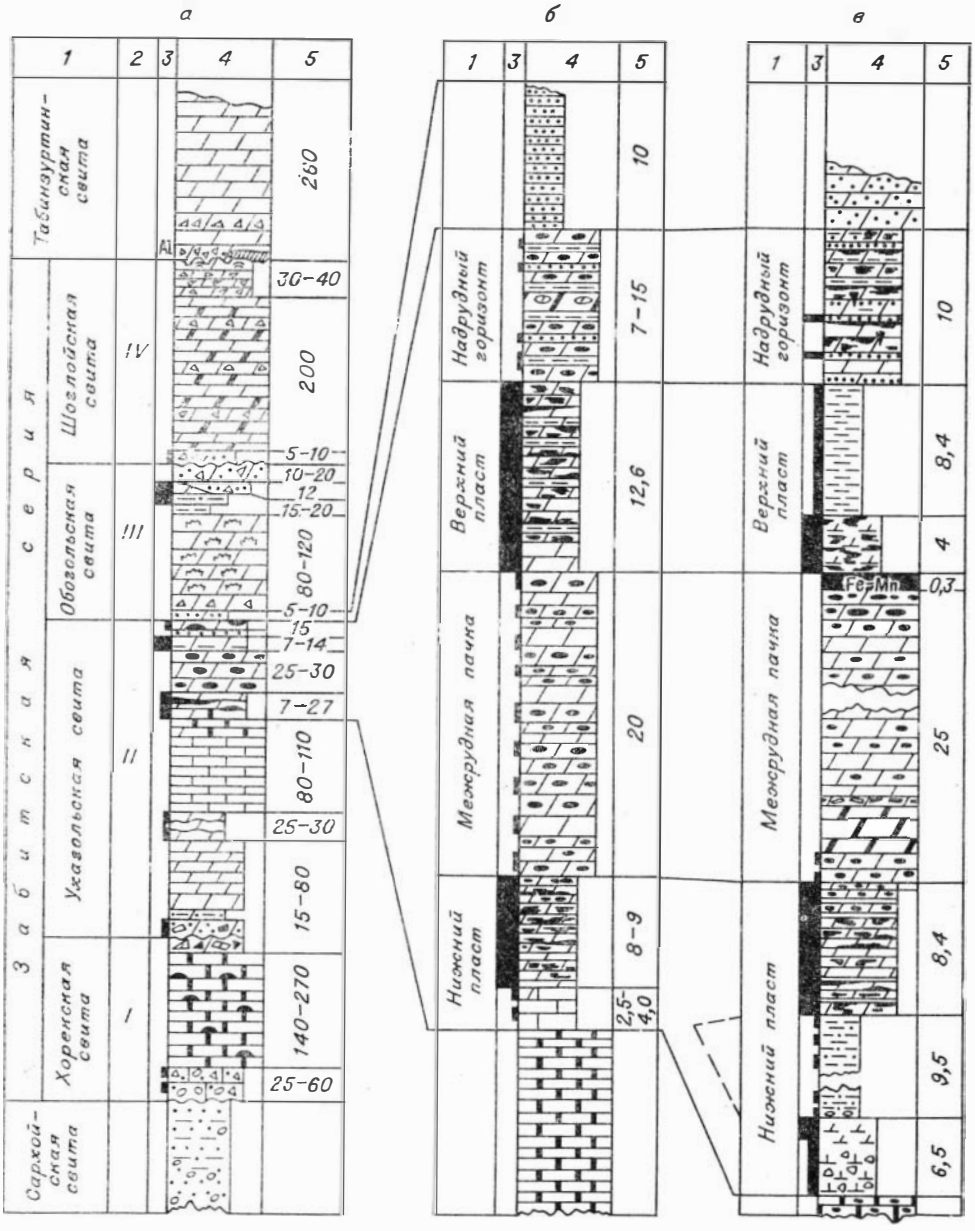


Рис. 79. Разрезы Ухагольского месторождения фосфоритов, по И. Семейкину и др. [89].

а — общий разрез; *б*, *в* — детализация (*б* — северная часть, *в* — южная); *1* — стратиграфические подразделения, *2* — циклы, *3* — распределение фосфатности, бокситов, *4* — литологическая колонка (усл. обозн. см. на рис. 23), *5* — мощность (м).

между основными фосфоритовыми пачками залегают только сланцы, к тому же часто переслаивающиеся с тонкими фосфоритовыми слоями.

Фосфоритоносные пачки Ухагольского месторождения сами построены циклично и являются подциклами тех циклов, которые выделены И. Н. Семейкиным и др. [89]. Сравнение этих подциклов с циклом каратауского продуктивного горизонта обнаруживает явное сходство. Так, по [89] нижняя продуктивная пачка Ухагольского месторождения (залегающая в верхах второго цикла) состоит из двух пластов фосфоритов, разделенных пачкой светлых доломитов с обильными кремневыми конк-

рециями (рис. 79). Межрудная кремнисто-карбонатная пачка является более полным аналогом каратауской кремнисто-сланцевой пачки. «Осью» межрудной пачки, хотя и расположенной близ ее основания, является слой черных бескремнистых доломитов.

Над описанной фосфоритовой пачкой залегают массивные фосфатные песчанистые доломиты — базальная часть вышеследующего (обогольского) цикла, а над ней — черные тонкослоистые нефосфатные углеродистые известняки.

Описанный цикл (см. рис. 79, *а*, *б*) можно легко сопоставить с каратауским, если рассматривать его зеркально отраженным, так как это разрез подцикла, расположенного на регрессивной стадии более крупного цикла. Каратауский же цикл находится в трансгрессивной части более крупного цикла. Обращенность (зеркально отраженный вид) некоторых частей хубсугульского разреза по отношению к каратаускому бросается в глаза, что уже было отмечено ранее [39, с. 112]. Так, пачка сплошных черных силицитов (кремней) в разрезе Хубсугульского месторождения залегает не под фосфоритами, как в Каратау, а над ними; железистые же слои, генетически «родственные» железомарганцевому горизонту Каратау, залегают под фосфоритами. Различия в цикличности разрезов зависят от того, накапливались ли фосфориты при наступлении или при отступлении бассейна.

В новых материалах по Хубсугульскому месторождению [44] строение продуктивной части разреза детализировано. Здесь, как и в каратауском разрезе, установлены строматолитовые (местами онколитовые) «нижние» (по отношению к продуктивной части) доломиты и известняки. Эти «нижние» карбонаты очень мощные (до 200 м) и, возможно, отражают самостоятельный цикл, что подтверждается местами наличием над ними карбонатных конгломератов. Последние начинают второй цикл, в котором различаются нижняя и верхняя фосфоритовые пачки, разделенные доломитами [44, рис. 1]. Верхние фосфориты отличаются от нижних тем, что они кластогенны, а нижние в основном афанитовые. Аналогичное различие нижних и верхних фосфоритов фиксируется и в Каратау. Но в отличие от каратауского хубсугульский разрез более сложен: его нижняя фосфоритовая пачка представляет собой отдельный цикл (или подцикл), и в этом отношении она аналогична нижней фосфоритовой пачке формации Фосфория — пачке Мид Пик. Она начинается конгломератами, на которых лежат красноцветные алевритисто-глинистые карбонаты, затем следуют фосфориты, перемежающиеся с доломитами. Выше располагаются известняки, а затем опять фосфорит, кроющийся кремнями [44, рис. 1]. Н. С. Зайцев и др. [44] считают, что кремни соответствуют максимальному углублению. По нашему же мнению, максимальное углубление данной части бассейна соответствовало отложению пачки черных известняков, а кремни — показатели обмеления.

Как и в формации Фосфория, в Хубсугульском разрезе нет пластовых кремней под фосфоритами. Надфосфоритовые же кремни в нем гомологичны кремням Рекс, а вышележащие доломиты — пачке доломитов Френсон. Перекрытие этих доломитов пачкой краснодветных брекчиевидных и конгломератовидных кремней (сходных с кремнистым маркером в кыршабактинской свите), ассоциирующих с фосфатными песчаниками и гравелитами, а местами — с железисто-марганцевыми отложениями и линзами аллитов, указывает на значительное обмеление. В Каратау этим образованиям гомологичен железомарганцевый горизонт и предшествующие ему фосфоритовые гравелиты, конгломераты. Кстати, красноватые брекчиевидные кремни в кыршабактинской свите Каратау тоже являются индикатором существенного обмеления.

Видимо, не всегда углубление сопровождалось «каратауской» вертикальной последовательностью отложений: светлые водорослевые доло-

миты — кремни — фосфориты — сланцы — черные карбонаты. Фосфориты (особенно карбонатные) могут, как видно, отлагаться и на участках более мелких, чем те, где возникают спонголиты, или меняться с ними местами. Все это требует дальнейшего изучения. В неполностью обнаженных разрезах Хубсугул-Сархойского района изучение цикличности еще нельзя считать законченным.

Отмечаются одинаковые и фациальные изменения фосфоритовых горизонтов. Фосфоритовый горизонт чулактауской свиты переходит в сторону более глубоких частей бассейна в существенно сланцево-кремневые отложения. Нижняя фосфоритовая пачка Хубсугульского месторождения в сторону предполагаемого углубления (на юг) тоже переходит в существенно тонкополосчатые кремнистые отложения, а в сторону мелководья (на север — в Боксон-Сархойском районе) — в убогие пеллетно-кластогенные фосфориты [44, рис. 2]. Нижнюю и верхнюю фосфоритоносные пачки Хубсугульского месторождения с учетом латеральных их изменений [44, рис. 4] можно рассматривать как цикл, аналогичный каратускому, но состоящий из двух подциклов, верхний из которых содержит в средней части то доломит, то черные тонкослоистые известняки, что, на наш взгляд, отражает углубление бассейна. В нижнем подцикле фосфориты местами включают глинисто-кремнистые сланцы. Все это дополняет сходство между фосфатогенными циклами Каратау и Прихубсугулья.

Итак, как говорилось выше, в разрезах фосфоритоносных районов повсеместно проявляется однотипная последовательность компонентов стратиграфического разреза, которую назовем *главной последовательностью*: нижняя терригенная толща — перерыв — базальные карбонатно-терригенные слои — мелководные доломиты — кремни — фосфориты — кремнисто-глинистые сланцы — глубоководные (или пелагические) карбонаты. Такая последовательность (не обязательно в полном виде) может встречаться в разрезе мощной серии напластований лишь один раз. В Хубсугульском же бассейне она возникала несколько раз. При этом мощности сланцевых пачек сильно сокращены и эти пачки примыкают непосредственно к фосфоритам. Лишь в разрезе Ухагольского месторождения [48, рис. 38] есть мощная (100 м) песчано-сланцевая пачка, покрывающая карбонатно-фосфатную часть боксонской свиты (серии). Обычно же выше фосфоритоносных отложений в Хубсугульском бассейне следуют карбонатные. Сходство с Каратау проявляется и в том, что наиболее зрелые переотложенные продукты коры выветривания (бокситоносный и железисто-аллитный горизонты) расположены в разрезе месторождений Хубсугульского бассейна выше фосфоритоносной части.

Заметим еще другое: в основании фосфоритоносной карбонатной серии Боксонского района, построенной циклично и налегающей на пестроцветную сархойскую вулканогенно-терригенную серию, имеется гомолог кыршабактинской свиты. По описаниям М. М. Язмира, Ю. П. Бутова и В. П. Приходько, в верхней части сархойской свиты (на правобережье р. Хужиртай-Горхон) присутствует линза песчанистых доломитов и доломитовых брекчий, к подошве и кровле которой приурочены маломощные (0,2 м) слои фосфоритов. Нижний слой состоит из черных желваков, включенных в глинисто-алевритовую массу. Верхний — слагают кремнистые фосфориты. Эта фосфатоносная карбонатная пестроцветная пачка не выдержана по простиранию, местами исчезает; в сокращенном разрезе (до 10—20 м) в ней преобладают кварцевые алевролито-песчаники с тонкими прослоями лиловых сланцев. Наращивание мощности этой пачки происходит за счет лиловых алевритовых сланцев. Есть единичные пробы с содержанием Al_2O_3 до 22,6%. Пачка чрезвычайно сходна с кыршабактинской свитой, которую, как известно, долгое время считали верхней (необычно карбонатной и фосфоритоносной) частью малокаройской свиты.

Таким образом, «главная последовательность» компонентов разреза при формировании фосфоритов во время захвата бассейном приморской равнины и превращения ее в погружающийся шельф, выработанная при изучении Каратау и сравнении его с бассейнами Австралии и США, выявляется и для Хубсугульско-Сархойского района как в общих чертах, так и в ряде деталей.

КАРАТАУ — КИТАЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Б. М. Гиммельфарб [27], Г. И. Бушинский [13], Н. А. Красильникова [67], а также В. Г. Королев и др. [61], сравнивая каратауские фосфориты с месторождениями Китайской платформы, отметили сходство облика кембрийских фосфоритов Каратау и Китая, сходные ассоциации их с доломитами, черными сланцами, тиллоидами, силицитами; близкие стратиграфические интервалы рудоносности; рассмотрели возможности отнесения сравниваемых залежей к одному или к разным типам.

Г. И. Бушинский [13, с. 136—139] указал, что фосфоритовые отложения Малого Каратау следует сопоставлять с месторождениями впадины Синань (молодая подвижная платформа). Те и другие он отнес к одной — сланцево-кремнисто-доломитовой формации, которая вмещает наиболее богатые месторождения.

В работе [61, табл. 2] приводится параллелизация свит каратауского разреза с разрезами Таримской и Китайской платформ. Малокаройская серия параллелизуется со свитой Чжэнцзян, байконурские «тиллоиды» — с «тиллоидами» Наньто, кыршабактинская свита — со свитой Доушаньто, а «нижние доломиты» — с доломитом Дэньин. В итоге В. Г. Королев и др. [61] приходят к выводу о сходстве тектонических позиций каратауских фосфоритов и фосфоритов Китайской платформы, залегающих среди карбонатных толщ.

Сравнение фосфоритов Китайской платформы с каратаускими не может быть проведено с той детальностью, как это возможно, например, с формацией Фосфория. На приводимых разрезах в книге Г. И. Бушинского [13] разрезы отложений Китайской платформы подразделены недостаточно детально, поэтому сравнение возможно в основном по общим тенденциям развития.

В разрезе одного из районов впадины Синань [13, фиг. 37] наблюдается (снизу вверх) такая последовательность отложений: глинистые сланцы и тиллоиды, кремнистые доломиты, фосфоритовая пачка, глинистые сланцы, известняки со сланцами. Она вполне сходна с упоминаемой выше главной последовательностью, отвечающей погружению и перемещению шельфовой зоны. Фосфориты подстилаются слоями мелководных доломитов и расслаиваются глинистыми и кремнистыми сланцами [13, фиг. 38], т. е. возникают в процессе углубления акватории. В ряде районов южной части Китайской платформы отмечается сходная последовательность: разрез начинается глинисто-песчаными и конгломератовыми отложениями, затем следуют доломиты, перекрывающиеся сланцами. Выше или ниже сланцевой толщи в разрезе обнаруживаются фосфориты.

Как и в Каратау или в Хубсугульско-Ухагольском районе, фосфориты некоторых месторождений КНР могут разделяться доломитами и кремнисто-доломитовыми слоями, а подстилаются и перекрываются слоями сланцев. Такая картина наблюдается, например, в одном из районов впадины Синань [13, фиг. 43]. Продуктивные слои на Китайской платформе иногда разделяются также глинистыми сланцами, например, на месторождениях Куньян и Цзуньи. На месторождении Цзуньи [13, фиг. 59] фосфоритовые слои подстилают и перекрывают толщу доломи-

тов Дэньин. Главный (нижний) пласт при этом залегает между сланцами и доломитом (Дэньин), как и в Каратау. Верхний же пласт фосфорита, незначительной мощности, находится на переходе от доломита Дэньин к вышележащим черным (углистым) глинистым сланцам и гомологичен «завершающему» фосфориту Каратау.

Аналогичная каратауской последовательность наблюдается и на другом крупном месторождении впадины Синань [13, с. 93—94]. Здесь фосфорит, залегающий ниже доломита Дэньин, налегает на тиллоид Наньто, точнее, на его верхнюю часть, представленную полевошпатово-кварцевым песчаником; под тиллоидом же залегает толща фиолетово-красных и зеленых аргиллитов с песчаниками в основании. Пласт фосфорита, сопровождаемый кварцевым песчаником, содержится и в середине доломита Дэньин. Такое сочетание говорит о появлении фосфоритов при отклонении условий от доломитоосаждения. Фосфориты в доломите Дэньин можно сравнить с фосфоритами в «нижнем доломите» Каратау, который содержит фосфоритоносный (маломощный) горизонт в своей средней части, тоже сопровождающийся кварцевым песком. Сам же НД часто тоже непосредственно кроется фосфоритовым горизонтом. Нижний доломит, кроме того, имеет фосфоритовые слойки (брекчированные) в своей нижней части — на переходе от подстилающих отложений.

Словом, в разрезах месторождений Китайской платформы можно обнаружить ту же общую связь фосфатоосаждения с изменениями условий седиментации. Фосфоритообразование имеет место при погружении шельфа, причем на какой-то определенной глубине. На Китайской платформе размах движений был (по сравнению с тем, что происходило в КФБ) намного меньшим, поэтому некоторые образования, типичные для Каратау (пластовые кремни), здесь занимают незначительное место или же вовсе отсутствуют. Детализация состава глинистых сланцев и доломитов в китайских разрезах, возможно, выявит более четкую картину зависимости позиции фосфоритов от седиментационной цикличности и на Китайской платформе.

Можно сказать, что позиция пластовых фосфоритов в разрезах кембрийских отложений южной части Китайской платформы сходна с таковой каратауских фосфоритов в зоне их выклинивания среди доломитов или между доломитами и сланцами.

КАРАТАУ — АРАВИЙСКО-АФРИКАНСКАЯ ФОСФОРИТОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ

Фосфоритоносные отложения мела — палеогена, распространенные по окраинам Африкано-Аравийского щита, образуют цепь, протягивающуюся вдоль северо-западного, северного и северо-восточного побережья Африки, а также переходящую на Аравийский полуостров — восточное побережье Средиземного моря. Это месторождения Испанской Сахары, Марокко, Алжира, Туниса, Египта, Сирии, Иордании, Ирака, Израиля, Ливана и Саудовской Аравии. Все они представляют собой крупнейшие залежи пластовых зернистых фосфоритов, обладающих наилучшими технологическими качествами.

Эти месторождения входят в состав платформенного чехла, налегающего на докембрийский и нижнепалеозойский фундамент и образовавшегося при широкой трансгрессии Тетиса и Атлантического океана на докембрийское или герцинское складчатое основание. Н. С. Шатский все формации, образованные этой трансгрессией, относит к терригенно-карбонатной группе, в которой различаются терригенная, кремнево-терригенная, терригенно-карбонатная, кремнево-карбонатная и карбонатная формации. Н. С. Шатский указывал [122, с. 21], что разрезы египетских фосфоритовых месторождений по набору пород сходны с каратаускими

и их можно было бы отнести к одной формации. Однако сопоставляя не отдельные формации, а их ряды, Н. С. Шатский обращал внимание на то, что выявляются совершенно иные последовательности. Для геосинклинальных областей получался такой ряд формаций:

вулканогенная → кремнисто-сланцевая или яшмовая → отдаленная кремнистая,

а для платформенных областей — другой ряд:

область выветривания → терригенные автохтонные формации → терригенно-карбонатные → карбонатные.

За 20 с лишним лет, прошедших со времени выдвижения этой концепции, так и не удалось найти прямое подтверждение отнесения чулактауской свиты к вулканогенному ряду формаций. Наоборот, появились данные, свидетельствующие о положении каратауских фосфоритоносных отложений в ряду чисто осадочных формаций геосинклиналеподобного типа, хотя вроде бы и в соседстве с кремнисто-сланцевой (вулканогенной по Н. С. Шатскому). С развитием океанографических исследований стало видно, что каратауские фосфоритоносные отложения по своему облику сходны с типичными образованиями шельфов и примыкающих к ним трогам в зонах высокой биологической продуктивности, и что кремнисто-сланцевые толщи возникают вне связи с вулканическими источниками кремнезема. Основной аргумент, на котором некоторое время еще удерживалось определение чулактауской свиты и Фосфории как «отдаленных кремнистых формаций»,— мнение о вулканическом источнике силицитов — тоже отпал в связи с развитием изучения современных кремнистых осадков, новыми расчетами по выпадению SiO_2 из вод и установлением биогенной ката- или диагенетической природы многих силицитовых горизонтов, встреченных в толще донных осадков.

Чулактаускую свиту стали «нейтрально» называть кремнисто-терригенно-карбонатной (с перестановками этих слов) формацией, т. е. определять ее формационную принадлежность просто как сокращенное описание [52, с. 54] некоторой толщи. Сопоставление формаций, определенных подобным способом,— не более чем сопоставление названий. Во всех работах, где определялись и назывались фосфоритоносные формации Африки и Ближнего Востока, выделение формаций не обосновывалось, просто приводились разрезы отложений, «вмещающих фосфориты». Так, например, в работе [122, с. 89] в качестве терригенно-известняковой фосфоритоносной формации приведен разрез верхнего мела, куда включены и отложения нефосфатных «нубийских» песчаников сеномана — турона, и вышележащие фосфатоносные слои. Совершенно неясно, нужно ли включать в данную формацию нубийские песчаники и налегающие на них зеленые глины (80 м!), а также покрывающие самый верхний фосфорит серые глины. А ведь от этого зависит итог сопоставления формаций.

Исходя из вышесказанного, следует полагать, что гораздо плодотворнее сопоставлять не те формационные характеристики, которые представляют лишь перечни пород формаций, неясно по какому принципу ограниченных, а последовательности классов (типов) отложений или последовательности событий, отраженных этими классами, т. е. учитывать структуру разрезов. Учитывая большую разницу по мощности и возрасту между каратауской фосфоритоносной агрегацией и фосфоритоносными толщами Африкано-Аравийской провинции, следует при сопоставлении отвлечься от границ, предлагаемых местными и международными стратиграфическими подразделениями, сопоставляя разрезы по интервалам преобладания тех или иных пород. И тогда между фосфоритоносными разрезами КФБ и Африкано-Аравийской провинции обнаруживается существенное сходство.

Т. Д. Джумалиев, В. Г. Королев и Р. А. Максумова на основе литолого-формационных сопоставлений пришли к выводу о том, что мел-па-

леогеповые африканские и каратауские фосфориты образовались в одинаковых палеогеографических и палеотектонических условиях [35, с 73]. Различие, по мнению данных авторов, заключается в ассоциации каратауских фосфоритов со спонголитами и фтанитами, а африканских (как и современных) фосфоритов — с диатомитами, мергелями и глинами. Последние в работе [35, с. 73] считаются аналогами фтанитов, а фосфатный детрит и копролитоподобные зерна африканских фосфоритов — образовавшимися за счет замещения фосфатом карбонатных образований.

Теперь постараемся провести более детальное сравнение. Судя по характеру тамдинской серии и аналогов чулактауской свиты Каратау в соседних районах, накопление этих отложений происходило в обширном бассейне, хорошо связанном с океаном. Открытый и океанический характер морей, трансгрессировавших на Африкано-Аравийскую платформенную сушу, тоже установлен. Разница заключается в топографии дна и размахе колебаний. В Африке море наступало, заливая стабильные и широкие шельфы, а в Каратау — более узкие и менее стабильные.

Каратауский разрез очень напоминает в некоторых отношениях (главным образом вертикальной последовательностью типов отложений) северо-африканские разрезы платформенного чехла. Там, где это можно наблюдать — от Марокко до Красного моря,— в основании этого чехла залегает толща красноцветных (иногда красноцветных лишь частично) терригенных или терригенно-карбонатных отложений, эквивалентная, по положению в разрезе и составу кыршабактинской свите. Наиболее ярким примером этой толщи являются меловые нубийские песчаники Египта (местами их возрастной диапазон расширяется от турона до нижнего палеозоя). В долине Нила нубийские песчаники (здесь возраст их меловой) имеют мощность порядка 350 м [139, с. 318]; а там, где они включают и палеозойские слои, более 3 км [139, с. 295—298]. Состав нубийской толщи представлен песчаниками от тонкозернистых до грубых, с подчиненными прослоями сланцев и кварцитов. В приводимых Р. Сандом [139, Прилож. 1] опорных разрезах по скважинам в Западной пустыне среди нубийских песчаников даже в их меловой части показано присутствие пачек доломитов мощностью до 80 м. Вверху нубийские песчаники (или пески и алевриты) переходят в карбонаты мелового возраста постепенно, путем переслаивания. В некоторых разрезах нубийской толщи [139, с. 293] содржатся переслаивающиеся обильно глауконитоносные серые и зеленые сланцы и кварцевые песчаники, а также известняки. Местами между фундаментом и нубийскими песчаниками лежит сланцево-известняково-доломитовая толща триаса — юры (с. 299), в других пунктах (с. 298) — замещающаяся сланцево-доломитово-песчаной юрской толщей. Нубийская толща местами может быть существенно глинистой с очень редкими прослойками известняка и налегать (с конгломератом в основании) на параллельно с ней залегающую известняково-сланцево-песчаную палеозойскую формацию Атака (с. 304).

Следовательно, в состав нубийской толщи могут входить и палеозойские отложения, очень сходные с той частью толщи, которая имеет меловой возраст. Такое сочетание подобно сочетанию кыршабактинской свиты (с конгломератом в основании) с малокаройской серией, входящей вместе с тамдинской серией в единый структурно-тектонический этаж.

В Марокко гомологом кыршабактинской свиты являются нижнемеловые бурые песчаники, лежащие с размывом на складчатом основании [122, с. 91]. Г. Сальван выделяет их как шфрасеноманские отложения.

Таким образом, начало вышеупомянутой «главной последовательности» в разрезе фосфоритоносной Африкано-Аравийской провинции выражено достаточно отчетливо и явно сходно с началом этой последовательности в КФБ. Положение фосфоритов в «главной последовательности» (от базальных терригенных отложений, перекрывших приморскую равнину, к карбонатным отложениям пелагической области) хорошо можно

уяснить на достаточно полных разрезах мел-палеогена долины Нила между Итфу и Кена [131, фиг. 16]. Здесь разрез состоит из трех основных частей. На древнем фундаменте залегает толща нубийских песчаников, вверху переслаивающихся с глинами (200—300 м) (сланцы Вариэгейтед). Выше песчаников основная роль переходит к глинам (глинистым сланцам) Дахла и Эсна (до 400 м). Сланцы Дахла могут расслаиваться глинистыми известняками и мергелями, а между Дахла и Эсна залегает маркирующая пачка палеогеновых мелоподобных известняков (200 м). Выше сланцевых формаций следует (иногда после размыва) известняковая эоценовая формация Тебес (более 300 м), состоящая из биогенных и биодетритовых известняков с многочисленными прослоями кремней, кремнистых известняков, известняков с кремневыми стяжениями.

Итак, налицо три части «главной последовательности»: песчаниковая, карбонатно-глинистая, кремнисто-карбонатная. Четких границ между ними нет, особенно между нижней и средней; здесь намечается переходная 100—200 м пачка, и именно в этом переходном интервале разреза находятся фосфоритовые слои (формация Дуви), переслаивающиеся с песчаниками, глинами, мергелями. В верхних слоях песчаников может встречаться глауконит. Надфосфатная сланцевая и докремнистая часть разреза изобилует размывами, над которыми, как правило, встречается слой, обогащенный переотложенными фосфатными зернами.

Детальные разрезы [131, фиг. 17] показывают, что фосфатные слои концентрируются в нижней и верхней частях 50—90-метрового интервала, разделяясь глинистой пачкой, вверху которой появляются песчаники. Сокращение мощности межрудной пачки и увеличение мощностей слоев фосфоритов в верхней части фосфоритовой серии приурочено к существенно карбонатной пачке (мергели, известняки). Выше продуктивной части разреза среди карбонатов местами может быть достаточно хорошо выражен «завершающий» фосфорит.

Таким образом, в долине Нила фосфориты занимают в последовательности отложений то же место, что и в Каратау,— в нижней и верхней частях литокомплекса, отложенного в процессе цикла типа «обмеление — углубление — обмеление», на фоне «главной последовательности», отражающей погружение и миграцию шельфа. При этом максимальное скопление фосфоритовых пластов возникло на завершающей стадии цикла. Так как процесс развития трансгрессии по интенсивности здесь был иным, чем в КФБ, кремнистые отложения появляются много позже фосфоритов. В рассматриваемом разрезе по Нилу роль каратауских межфосфоритовых кремнистых сланцев играют тонкослоистые глины (глинистые сланцы). Верхние фосфориты, как и в Каратау, ассоциируют с карбонатами. Гомолог джиланской подсвиты — это сланцы Дахла и Эсна, расслоенные одной, двумя карбонатными пачками (эквиваленты каратауских пачек А, В), а кремнисто-карбонатная формация Тебес соответствует гемипелагической бугульской подсвите.

Фосфориты на рассмотренном участке долины Нила кампанские. Интересно сравнить их позицию с позицией фосфоритов самых верхов кампана — маастрихта в районе сирийских Пальмирид. Здесь, как это описано М. С. Атфех [126], разрез по отношению к нильскому зеркально обращен: под фосфоритоносной частью разреза (фосфориты иногда образуют две пачки, разделенные опоками и известняками, в том числе ракушняковыми или доломитовыми мергелями) залегает кремнево-карбонатная толща, а выше продуктивной части разреза — бескремнистая карбонатная. Более мощные слои фосфоритов расположены в нижней пачке и ассоциируют с кремнями (вмещаются кремнями, прилегают к ним). Верхние же слои фосфоритов переслаиваются с глинами и опоками [126, фиг. 3]. Во время трансгрессии, зафиксированной последовательностью от песчаных, затем известняковых и до кремнево-известняковых отложений, фосфоритообразования не происходило. Фосфориты (известковые)

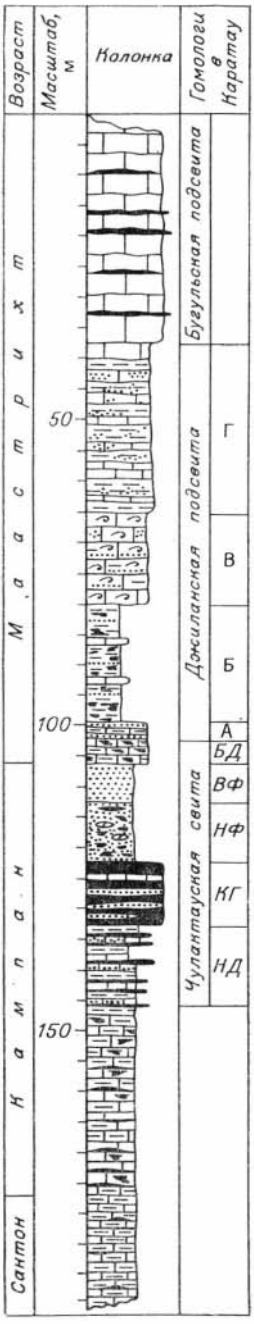


Рис. 80. Разрез месторождения фосфоритов Кнейфис (Сирия) по В. И. Покрышкину (усл. обозн. см. на рис. 23) и его сравнение с каратауским разрезом.

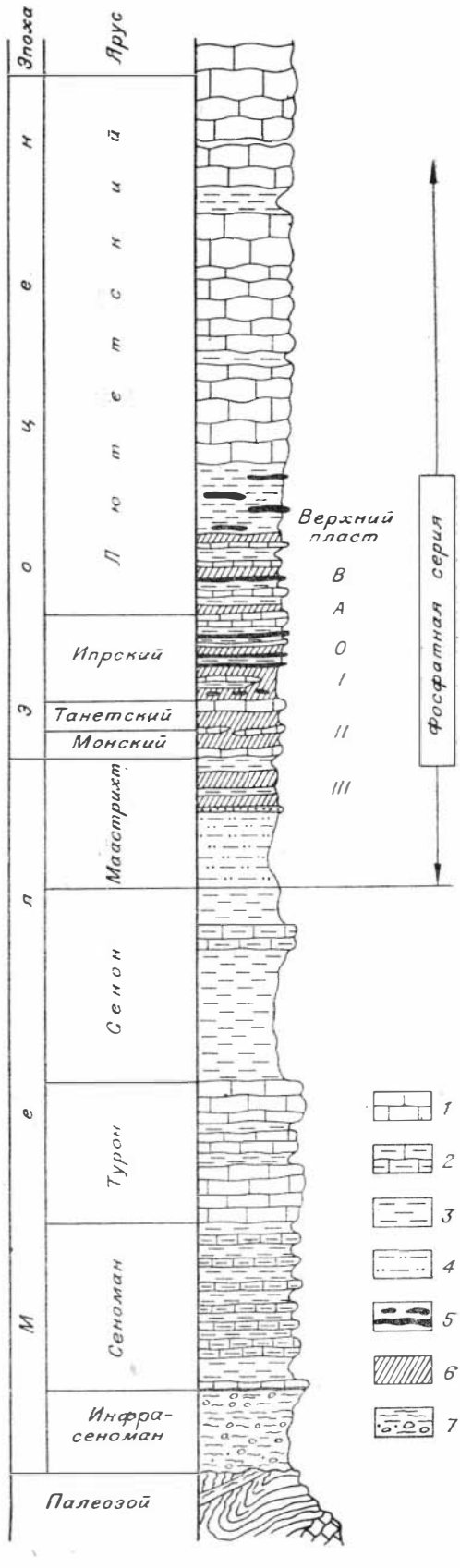


Рис. 81. Разрез месторождения фосфоритов Улад-Абдун (Марокко) по H. Salvan [140].

1 — известняки; *2* — мергелистые известняки; *3* — мергели; *4* — аргиллиты с кварцево-песчаной примесью; *5* — кремни; *6* — фосфоритовые пласты; *7* — терригенные отложения.

появляются на стадии исчезновения кремней, а разделяются доломитами, опоками и ракушечниками. Из этого ясно, что фосфоритообразование шло на фоне смены трансгрессии региональным обмелением. Дальнейшее обмеление привело к прекращению фосфатоосаждения: появились межрудные моллюсковые банки, стали отлагаться доломиты, опоки, глины. Новое углубление дало опять известковые фосфориты. Дальнейшее углубление прекратило минерализацию фосфата, вновь стали формироваться отдельные слои кремней [126, фиг. 3, колонки IV, VI, VII, VIII]; позже отлагались только пелагические глинистые известняки.

Таким образом, на данных месторождениях Сирии наблюдается обращенный тип цикла сравнительно с каратауской последовательностью отложений. В каратауских (и ухагольских) циклах седиментации межрудные пачки более глубоководны, чем фосфоритовые, а в рассмотренных сирийских разрезах они более мелководны, так как процесс фосфоритообразования происходил не на стадии углубления, а при обмелении.

Если же сравнить с каратауским разрезом разрез сирийского месторождения Кнейфис, приводимый В. И. Покрышкиным (рис. 80), то видна прямая аналогия. Фосфоритовый горизонт (7—10 м) подстилается горизонтом кремней (7—12 м) с прослойками фосфорита и известняка. Нижняя часть фосфоритового горизонта более кремнистая, верхняя — сплошной фосфат. Кремневый горизонт подстилается кремнево-известняковой толщей (известняки кремнистые и глинистые) с тонкими линзослойками и включениями кремня. Фосфоритовый горизонт покрывается пачкой кремнисто-глинистых известняков с прослойками фосфорита у ее кровли, выше следует существенно глинистая пачка с незначительными прослоечками фосфоритов, затем пачка более массивных раковинных известняков с линзочками фосфата, еще выше известняково-глинистая фосфатистая пачка, кроющаяся массивными мелоподобными известняками. Сравнение этого разреза с каратауским позволяет увидеть гомологичность их с точностью до пачек.

Сравнение каратауских фосфоритов с фосфоритами Аварийско-Африканской провинции завершим рассмотрением фосфоритоносных отложений Марокко. В разрезах, описанных Г. Сальваном [140] на месторождениях Хурибга, Юссуфия и Улад-Абдун, фосфориты образуют две пачки (пласты I, II, III — нижняя; пласты *а*, *б* — верхняя), разделенные слоями мергелей и кремней. Мощность межрудной пачки всего несколько метров. Существенной разницы между фосфоритами обеих пачек не заметно, кроме как по мощности, но пласты верхней пачки находятся в более глинистой и более кремнистой части толщи. Непромышленный пласт 0 занимает промежуточное положение, он находится в межрудных слоях.

Рассматривая разрез Улад-Абдун, начиная от поверхности складчатого палеозойского основания (рис. 81), можно заметить, что этот разрез можно подразделить, по крайней мере, на два седиментационных цикла, завершающихся отложением пачек массивных карбонатов, т. е. таких же, какие выделены нами над фосфоритами в Каратау. Нижний цикл начинается терригенными базальными отложениями («инфрасеноман»), затем следует известково-глинистая пачка (сеноман) и далее пачка массивных известняков (турон). Второй цикл начинаем с верхов последней, затем следует известняково-глинистая пачка сенон-маастрихт-эоцена, верхняя половина которой является фосфоритоносной и кремненосной; завершается цикл толщей массивных известняков лютетского яруса с «плитой Терсите». Главные продуктивные пласты здесь находятся в более мелководной, чем верхняя, нижней пачке. Явно видна определенная схожесть со строением каратауских фосфоритоносных циклов.

В разрезе крупнейшего месторождения Марокко Бен-Герир появляется цикл, в общих чертах очень сходный с каратауским. По материалам, приводимым в отчете Н. А. Красильниковой (1971 г.), здесь прослеживается такая последовательность отложений (рис. 82).

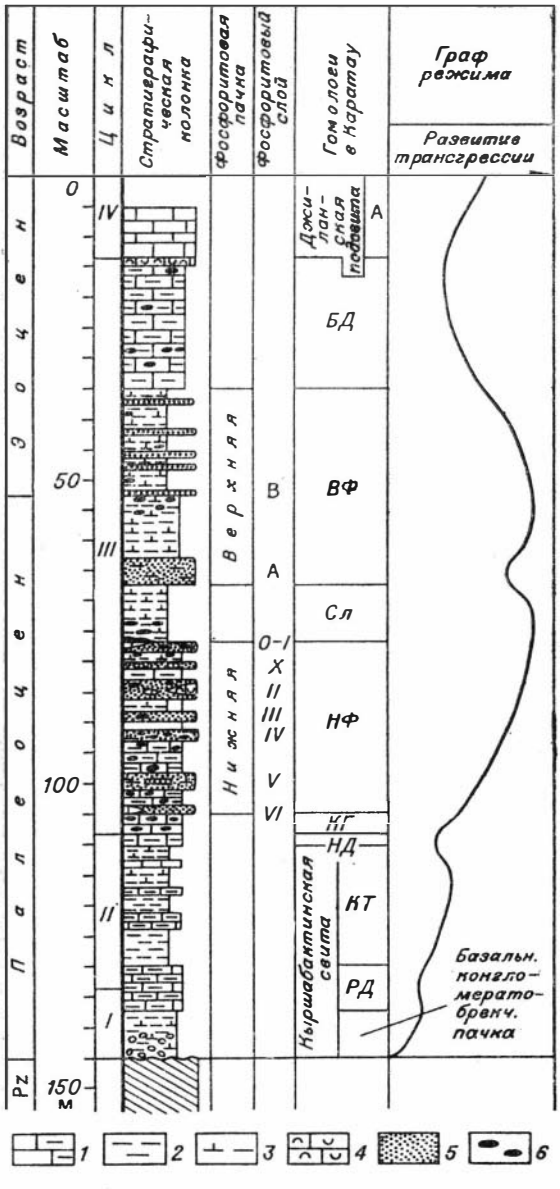


Рис. 82. Разрез месторождения фосфоритов Бен-Герир (Марокко) по Н. А. Красильниковой и его сравнение с каратауским разрезом.

1 — известняки и мергелистые известняки; *2* — глины, глинистость; *3* — карбонатность; *4* — раковинные известняки; *5* — фосфориты зернистые; *6* — кремни.

На палеозойских слюдистых сланцах несогласно залегает 40—45-метровая толща желтых глин, мергелей с пачками мергелистых известняков. В нижних слоях глин и мергелей содержатся обломки и галька кварца. В данной толще можно различить две существенно обломочные части, венчаемые пачками мергелистых известняков. Эти части отвечают первым двум циклам отложения; мощность верхнего почти в 3 раза больше мощности нижнего. Верхняя пачка известняков верхнего цикла аналогична по положению НД, а все нижележащие отложения — кыршабактинской свите каратауского разреза.

Третий цикл отложений более чем в 3 раза мощнее второго и является фосфоритоносным. Он начинается слоем известняка с включениями кремней, который можно сопоставить с КГ, так как выше было отмечено, что КГ на мелководье может быть выражен в карбонатной модификации. Выше следует нижняя фосфоритовая пачка, содержащая в данном разрезе семь фосфоритовых пластов, разделенных мергелистыми известняками с включениями кремня, половина пластов фосфоритов тоже содержит кремни. Они обильны в нижней половине пачки. Кверху их количество уменьшается, а в фосфоритах возрастает количество карбонатного материала. В середине пачки появляется глинистый слой. Нижнюю фосфоритовую пачку Бен-Герира можно сравнить с нижней фосфоритовой пачкой Каратау, как известно, содержащей обилие кремнистого материала и сланцы.

Роль межрудной сланцевой пачки каратауского разреза (средняя часть цикла) в разрезе Бен-Герира играет пачка желто-серых известковых мергелей, песчанистых и фосфоритоносных, с линзами и прослоями кремней, количество которых в низах пачки больше, чем наблюдается выше; мощность пачки 6—13 м.

Верхняя фосфоритовая пачка на Бен-Герире бедна фосфоритами. Ее главный слой *А* (4—7 м) залегает в подошве пачки: выше (по толще

в 28 м) разбросаны пять фосфоритовых слоев (*B*, *C*, *D*, *E*, *F*) мощностью 0,3—0,9 м. По сути, пласт *A* находится в середине 17—24-метровой пачки бесфосфатных мергелей, содержащих кремневые включения лишь в самой нижней и самой верхней частях.

На верхнюю фосфоритовую пачку налегает пачка (17—20 м) мергелистых, местами окремненных известняков с прослоями и желваками кремней. Известняки буро-коричневые. Эту пачку следует сопоставить с «бурым доломитом» каратауского разреза.

Выше залегают плотные крепкие известняки («плита Терситé»), являющиеся аналогом массивного горизонта А, начинающего джиланскую подсвиту КФБ. Интересное сходство: в подошве «плиты Терсите» залегает прослой ракушняка, могущего рассматриваться как нефосфатный аналог «завершающего» биокластического фосфорита, залегающего в кровле БД. Таким образом, аналогия разреза Бен-Герира с каратауским довольно полная (см. рис. 76, 82, правые колонки).

Разумеется, в фосфоритоносных районах Северной Африки и Ближнего Востока можно увидеть и такие разрезы, в которых аналогия слабее, а может быть, и не видна вовсе. Это зависит от описания. Однако проведенное сравнение с тремя группами месторождений в Марокко, Египте и Сирии, типичных для Африкано-Аравийской провинции, достаточно показательно. Мы увидели довольно полную аналогию с каратауским разрезом в аспекте приуроченности фосфоритов к циклической структуре разреза на фоне «главной последовательности» и еще более показательный пример — аналогию в обращенной форме, когда вместе с обращением общей тенденции развития бассейна обращается и форма цикла.

* *
*

Подведем итоги. Распознавание циклической структуры фосфоритоносных разрезов не может быть произведено по жестко заданной схеме соотношения пород. К разрезам следует подходить строго индивидуально. Те породы, которые в одном регионе трактуются как показатели углубления, в другом могут означать тенденцию к обмелению. Для верного решения необходимо рассмотрение достаточно полных (седиментологически и стратиграфически) разрезов — от базальных слоев до широкого развития трансгрессии.

Сопоставление разрезов разных бассейнов обнаруживает практически одну и ту же «главную последовательность» отложений пульсационно трансгрессирующего бассейна. При трансгрессии фосфориты отлагаются на шельфах во втором-третьем циклах, а в плане они расположены в промежутке между приливной литоралью и гемипелагической зоной. Мелкие же фосфоритовые образования (слойки, конкреции, фосфатные породы) появляются уже в первом цикле, а исчезать могут на один, два цикла позже главной фазы фосфоритообразования. Главная фаза чаще всего дает два продуктивных уровня (вследствие симметричности строения циклов), но неравноценных. Зная характер строения толщи, иногда можно предсказать количество уровней, а также какой продуктивный уровень будет более качественным.

Циклическое строение фосфоритоносных разрезов указывает на то, что процесс фосфоритообразования есть функция положения некоторой зоны в седиментологической структуре бассейна, т. е. факторами, разрешающими и контролирующими минерализацию фосфатов, являются в первую очередь глубины, расстояния от берегов, интенсивность движений среды, сочетания элементов топографии бассейна. Фосфориты — есть одна из модификаций (фаций) отложений шельфа.

Сходство структуры фосфоритоносных разрезов разных геотектонических зон не должно считаться неожиданностью. В работе [39, с. 45] обращалось внимание на то, что тектоническая характеристика (типа

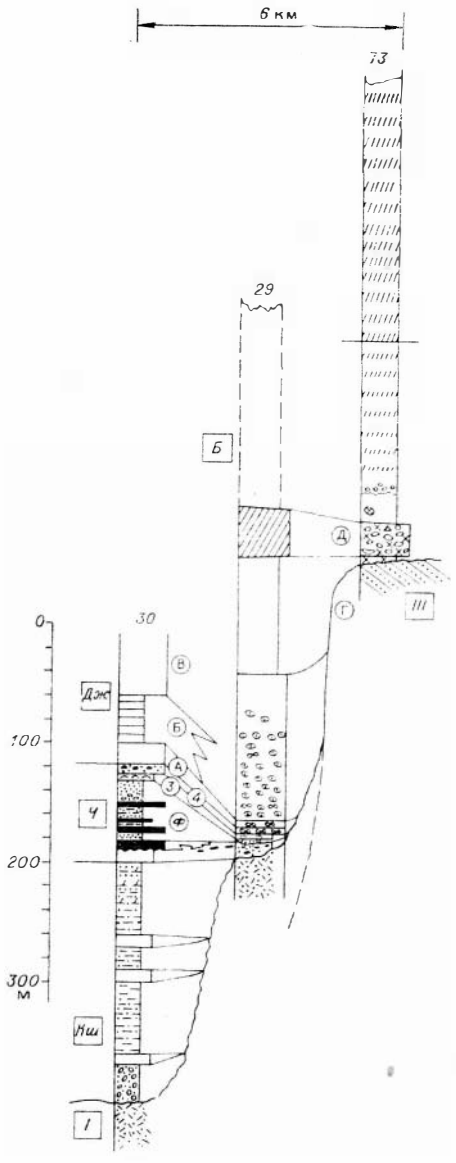


Рис. 83. Корреляция колонок низов тамдинской серии вкрест простирания КФБ. (Усл. обозн. см. Приложение, фиг. II).

«геосинклинальный», «платформенный») может относиться только к достаточно мощной толще и не реализуется на маломощных фосфоритовых пачках или свитах. Поэтому позиция фосфоритовых частей разреза должна определяться морфологическими характеристиками бассейнов. А таковые для фосфоритоосаждающих зон должны быть, в общем, сходными, как, например, сходны отложения пляжей в геосинклинальных и платформенных морях, различаясь только размерами в каком-то из направлений.

В основах контроля фосфоритообразования стоят чисто седиментологические факторы. П. Кук [128, с. 53] отметил, что Р. Дитц, К. Эмери и Ф. Шепард определили главным фактором образования фосфоритов прикалифорнийской части океана топографию дна (почти все фосфоритовые конкреции там обнаружены на повышениях дна). Топографический контроль для фосфоритов Тетиса, залегающих только в понижениях, установлен Бентором и Альтшулером. Аналогично размещены и фосфориты Египта по Йоссефу.

Видимо, решающее значение имеют абсолютные отметки дна, разные для конкретных зон. Благоприятная глубина бассейна достигается на разных стадиях пульсационно развивающегося его углубления или обмеления.

Диапазон фосфоритообразования для бассейнов, в которых накапливалась карбонатная толща мощностью порядка 3—4 км, лежит в интервале от мелководных доломитов до глинисто-кремнистых сланцев. Для бассейнов, отложивших меньшую по мощности толщу, этот интервал выражается через иные породы (известняки с кремнями, глины, мергели). Возможно, когда-либо удастся найти количественное определение позиций уровня фосфоритообразования в вертикальном разрезе отложений.

Следует учитывать, что древние отложения, прошедшие катагенез и метагенез, могут отличаться от маломощных и более молодых отложений. Так, меловые и палеогеновые месторождения пластовых фосфоритов Африки и Малой Азии прошли только стадию диагенеза. Фосфоритоносные толщи, погребенные под отложениями большой мощности, длительное время испытывали широкое развитие процессов дальнейшего окремнения, доломитизации, преобразования глинистых компонентов, фосфатизации, сульфидизации. Перераспределение компонентов и приобрете-

ние ими новых структурных особенностей способно нивелировать различия фосфатоносных разрезов геосинклинальных и платформенных зон. Можно полагать, что сходство, обнаруживаемое между каратаускими фосфоритоносными отложениями, с одной стороны, и аналогичными объектами Африки и Малой Азии, Австралии и Америки — с другой, было бы еще большим при одинаковой глубине их постседиментационной переработки.

Не следует полагать, что, являясь одной из зон шельфа, зона фосфоритообразования (как и сопровождающие ее зоны литорали, кремненакопления, сланцевая и т. п.) при миграции в направлении трансгрессии будет оставлять непрерывный след в разрезе. Такое положение иногда могло бы иметь место, но только для очень стабильных бассейнов, таких как бассейны мезозоя Русской платформы.

Как показало изучение КФБ, может оказаться, что трансгрессия развивается скачками. Это приводит к выклиниванию фосфоритов и перекрытию («запечатыванию») их вышележащими отложениями, как показано на некоторых профилях КФБ (рис. 83).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ, ВЫВОДЫ, РЕКОМЕНДАЦИИ

При изучении Каратауского фосфоритоносного бассейна в качестве «материала обучения» для прогнозирования пластовых фосфоритов потребовалось систематически описать как разрезы самой фосфоритоносной свиты, так и разрезы вмещающих эту свиту комплексов. В идеале сеть таких наблюдений должна быть равномерной, достаточно густой (с расстоянием между линиями разрезов порядка 5 км), а главное — охватывать как фосфоритоносные, так и «пустые» участки. При этом «пустые» участки должны пониматься не как участки выклинивания или разубоживания продуктивного горизонта в пределах рудного поля, а как лежащие за пределами рудоносного района.

Выполненная работа, в силу прежде всего чисто географических ограничений, еще далека от такого идеала. Тем не менее, как это представляется исполнителям, удалось несколько продвинуться вперед в объяснении позиции продуктивных слоев среди отложений вмещающего комплекса.

Слои каратауских фосфоритов залегают вблизи основания мощной карбонатной толщи, трансгрессивно налегающей на стратиграфически и литологически разнородное ложе. Это ложе сложено осадочными толщами, заметно различающимися по составу и отчасти по характеру дислоцированности. Наиболее древними являются две верхнерифейские толщи, которые можно рассматривать в ранге крупных стратиграфических единиц: большекаройская свита (флишевая, граувакковая) и вышележащая (?) джанытасская карбонатная (преимущественно известняковая) серия, подразделяющаяся на две свиты, разделенные угловым несогласием. Эти толщи по характеру дислоцированности, взаиморасположению и составу могут рассматриваться как представители типично геосинклинального этапа истории КФБ.

На типично геосинклинальные свиты с резким несогласием и глубоким размывом налегает сильно отличающаяся от них по составу мощная (до 1500 м) коксуйская серия. Она пестроцветна (в основном красноцветна) и состоит из литокластитовых и аркозовых песчаников. В нижней части есть пачка эффузивов. Средняя часть серии содержит заметное количество карбонатных пород, в том числе очень чистые их разновидности — крупные биогермные тела — онкоиды с юдомскими микрофитолитами. По всему разрезу серии распространены пачки и слои конгломератов с галькой из метаморфизованного (докаройского) комплекса. Коксуйская серия не может считаться типично континентальным образованием, как это иногда считалось, большей частью это морские отложения. Как предполагалось и ранее, эту серию можно считать молассой орогенного этапа каратауской геосинклинали.

Выше коксуйской серии намечается еще один резкий рубеж: появление актугайских аркозов, сменяющихся выше чичканской и курганской свитами, которые также в изобилии содержат аркозовый и кварцевый материал. Смена состава материала на рубеже между отложением коксуйской и малокаройской серий свидетельствует о новой тектонической перестройке региона, которая, однако, выражена гораздо менее

резко, чем перестройка между отложением коксуйской серии нижележащей частью каройского комплекса. Тем не менее отложения малокаройской и тамдинской серий, начиная с базальных актугайских аркозов, можно рассматривать как структурное целое, не содержащее угловых несогласий; эти отложения едины в тектоническом аспекте, но разделяются на две литологически очень резко различающиеся части.

Малокаройская серия образовалась в результате нескольких циклов осадконакопления; максимальное расширение акватории происходило во время отложения чичканской свиты и во второй половине курганского времени. Отложение биогермных доломитов и кремней чичканской свиты сопровождалось появлением их фосфатных разностей. По данным Р. А. Максумовой, Т. Д. Джумалиева и В. Н. Холодова, в отдельных образцах из чичканской свиты содержится до 8—11% P_2O_5, а в нашей коллекции обнаружены образцы с рассеянными фосфатными остатками организмов и с неопределенной формы фосфатными зернами. Фосфатность, кремнистость, а также состав псаммитов, в том числе наличие в них глауконита, сближают малокаройскую и тамдинскую серии. Одинаков в них и состав карбонатных пород (резко преобладают доломиты).

Малокаройское время завершилось осушением территории КФБ. В отличие от точки зрения В. Г. Королева и Р. А. Максумовой [64, 65] представляется, что перерыв в осадконакоплении на границе малокаройской и тамдинской серий не был очень длительным, так как зона элювия на курганских породах крайне незначительна, а продукты выветривания не отличаются особой «зрелостью».

Акватория малокаройского времени занимала не всю территорию КФБ, а только ее северо-восточную полосу. Юго-восточная полоса представляла равнину с выходами большекаройской свиты, а также джанытасской и (в значительной степени) коксуйской серий. На выходах терригенной и карбонатной серий были развиты тоже очень маломощные, «незрелые» и неповсеместные элювиально-делювиальные образования.

Трансгрессия бассейна тамдинского времени, развивавшаяся с северо-востока на юго-запад, постепенно, в течение кыршабактинского и беркутинского времени, залила приморскую равнину, оставив сушу только на месте Кокджотского и Большекаройского блоков. Образовался неравномерно прогибающийся шельф, обращенный на северо-восток. Трансгрессия происходила в несколько этапов, разделенных регрессивными стадиями. Со временем длительность этих этапов возрастала, а площади соответствующих акваторий увеличивались.

Как уже было отмечено, фосфоритонакопление развивалось на различном по составу и степени дислоцированности ложе. Единичные случаи корреляции качества и мощности фосфоритов с составом основания фосфоритоносной агрегации — например, тот факт, что самое крупное и богатое месторождение (Джанытас) приурочено к выступу древних карбонатных отложений джанытасской серии (Джанытасскому поднятию) — не отражают общей закономерности распределения фосфоритов. Фосфоритовая пачка, не меняет облика, «переходя» с одной древней толщи на другую в пределах небольшого расстояния (месторождение Герес); не менее богатые и мощные залежи фосфоритов встречаются над самыми различными толщами подстилающего комплекса.

Тем не менее можно сказать, что наличие под мощной карбонатной серией терригенных отложений, отделяющихся от карбонатной серии незначительным (в региональном аспекте) несогласием (или только перерывом), должно рассматриваться как положительный фактор для прогнозной оценки какой-либо карбонатной толщи на фосфориты. Такая терригенная толща (в ней могут присутствовать в подчиненном количестве вулканогенные или различные карбонатные образования), в том случае, когда она имеет седиментационную связь с вышележащей карбонатной, свидетельствует о преемственности истории этой части морского

бассейна, а именно, о его углублении и расширении при широкой связи с открытым морем, в прибрежной (возможно, даже в надшельфовой) части которого и шло отложение нижней терригенной толщи.

Резко несогласное залегание карбонатных слоев на сильно дислоцированном, метаморфизованном ложе, скорее всего говорит о захвате морем новой территории в очень короткий срок. В таких условиях стадию фосфоритообразования акватория могла просто «проскочить» — без отложения фосфоритов. Наличие двух литологически различных частей разреза — тектонически не сильно или почти не дифференцированных терригенной (нижней) и карбонатной (вышележащей) серий — является залогом того, что в данном районе опускание территории произошло по схеме полной и завершенной «главной последовательности» обстановок надшельфовой, шельфовой и пелагической, с прохождением полного набора ее отдельных стадий.

Каждый цикл тамдинской серии КФБ представляет последовательность отложений от максимально (относительно соседних) мелководных через относительно глубоководные до вновь мелководных. Появление фосфоритов происходило как в трансгрессивной, так и в регрессивной части цикла в промежутке между максимальным погружением шельфа и его обмелением. Более качественные и мощные слои фосфоритов возникли в регрессивной части цикла, возможно, вследствие большей длительности ее формирования и процессов естественного обогащения осажденного фосфата при перемывах в условиях прогрессирующего обмеления.

Максимально продуктивным в Каратау оказался третий от подошвы тамдинской серии цикл. В процессе его образования акватория максимально углубилась — до появления в разрезе кремнисто-глинистых сланцев, возникших в обстановке наиболее погруженных частей шельфа или собственно континентального склона. Понижение дна на шельфе происходило неравномерно. Наибольшие углубления возникали в его средней полосе, которая разделялась на ряд впадин поперечными приподнятыми участками. Видимо, именно рельеф дна был тем основным фактором, который влиял на распределение фосфатного и иного осадочного материала. Выклинивание залежей происходит в сторону и материкового, и внешнего краев шельфа, а также на склонах внутренних отмелей.

Расширение бассейна и выравнивание глубин привело к перекрытию ближайших участков суши, отодвиганию берегов и изменению системы водного обмена шельфовой акватории с глубинными частями моря (океана?). Зона фосфоритообразования или сместилась далеко за пределы КФБ, или исчезла совсем. Во время постфосфоритового этапа развития трансгрессии в осадках зафиксировались наиболее «зрелые» продукты выветривания. Позже повсеместно (в течение всего остального кембрийского времени и до замыкания бассейна в конце ордовика) происходило накопление отложений пелагической зоны — монотонной чисто карбонатной толщи.

Море, отложившее шабактинскую свиту (верхи которой на территории самого КФБ смыты или срезаны тектонически), расширялось почти до конца ордовика, имея, разумеется, внутри себя отдельные участки суши [4, карты 12—24]. В конце позднего ордовика началась обширная регрессия, приведшая в начале силурийского периода к исчезновению моря на огромной территории Казахстана [4, карта 26]. Учитывая приуроченность фосфоритов к регрессивной части цикла, следовало бы полагать, что позднеордовикские отложения где-нибудь могут оказаться фосфоритоносными. И такой фосфоритоносный район существует. Он располагается в Северном Казахстане и известен под названием Селеты-Степнякского. Здесь фосфориты встречены в карбонатных породах эффузивно-осадочных свит карадокского яруса [88, с. 51—60]. Продуктивные горизонты Селеты-Степнякского района разделены «пустыми»

пачками известняков и доломитов, что, видимо, тоже связано с циклической структурой вмещающего разреза.

Селеты-Степнякский фосфоритоносный район относится к самостоятельной геосинклинальной зоне, где выделяется несколько палеопрогибов [88, с. 58]. Но в региональном плане — это верхняя часть огромного плоского геологического тела, образованного в едином морском бассейне, непрерывно существовавшим на большей части территории Казахстана от венда — нижнего кембрия до конца ордовика.

Таким образом, может быть предложена модель, которую можно использовать для прогнозов в полном (от начала трансгрессии до замыкания) комплексе отложений морского бассейна (рис. 84). Она является уточненной модификацией модели, предложенной еще в [39, с. 121, рис. 23]. Если территория расположена в зоне благоприятной циркуляции при широкой связи с глубокими частями бассейна [136], фосфориты могут быть сформированы и в нижней, и в верхней части трансгрессивно-регрессивного комплекса отложений. Надо отметить, что диапазон условий фосфоритообразования реально не может оставаться повсеместно на одной и той же глубине, как это показано на рис. 85. Он должен занимать различные положения в каком-то более широком диапазоне глубин — в зависимости от местных условий.

Вывод [39, с. 121] о более низком качестве фосфоритов регрессивной части крупного регионального цикла на примере всего казахстанского кембро-ордовикского комплекса подтверждается.

Можно ли считать, как это принято в работах [35, 61, 64], что если малокаройская серия соответствует орогенному этапу байкалид, то фосфоритоносная тамдинская серия является чехлом платформы с байкальским фундаментом?

Мы, как это изложено в главе I, тоже определяем малокаройскую серию как отложения орогенного этапа развития страны. Однако на вопрос о том, следует ли считать тамдинскую серию входящей в чехол платформы, отвечаем отрицательно.

Перерыв и продукты коры выветривания в основании тамдинской серии недостаточны для отнесения ее к чехлу платформы. Чехол платформы должен отделяться от ее фундамента очень резким скачком в составе и структуре. Но мы видим лишь незначительные угловые несогласия тамдинской серии с наименее древними отложениями каройского комплекса, практическое отсутствие скачка в степени постседиментационной преобразованности отложений «фундамента» и «чехла» даже по глинистым минералам.

Для тамдинской серии характерна определенная стратиграфическая выдержанность пачек и слоев, но как и в других геосинклинальных комплексах она следует вдоль основных тектонических зон. Вкрест их простирания происходит существенная модификация облика осадков на расстоянии уже 20—25 км. Наконец, шабактинская свита вместе с чулактауской во многих местах смята в крутые складки, весьма мало характерные для чехлов и не слишком отличные от дислокаций в каройском «фундаменте». Замечание это пока спорное, требуется более объективное сравнение интенсивности складчатости. Но есть еще одно наблюдение: и чулактауская, и шабактинская свиты в некоторых местах разорваны крупными и мощными древними, скорее всего домезозойскими зонами дробления надвигового характера — с субгоризонтальным положением плоскости смещения. Такое явление наблюдается на юго-восточном фланге месторождения Джанытас и в ущелье Улькен-Дарбаза (по р. Коктал между Большекаройской и Малокаройской долинами). Мощные пологие разрывы очень нехарактерны для чехлов платформ, если таковые не входят в зоны последующей активизации. Все сказанное вынуждает воздержаться от отнесения свит тамдинской серии к числу компонентов такого чехла.

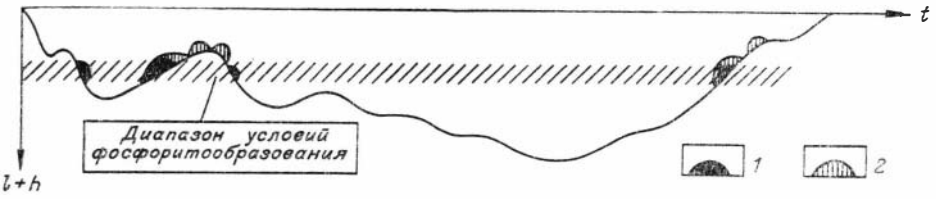


Рис. 84. Позиции диапазона условий фосфоритообразования в структуре регионального трансгрессивно-регрессивного цикла.
1 — первичные фосфориты, *2* — переотложенные.

По нашему мнению — это отложения посторогенного периода развития геосинклинали с осадконакоплением на шельфе. Бассейн трансгрессировал «скачками» и сохранял некоторую стабильность в отдельные интервалы своего существования.

Однотипность «главных последовательностей» каратауского разреза и разрезов самых разнообразных в тектоническом отношении фосфоритоносных бассейнов показывает, что для фосфоритообразования каратауского типа наиболее важна обстановка погружающегося шельфа и, вероятно, связь с океаном. Профиль шельфа должен иметь оптимальные характеристики, в частности, для накопления фосфоритов неблагоприятна его большая ширина. Платформенные эпиконтинентальные моря, не имеющие четко выраженных шельфов и широкой связи с глубинными водами океанических объемов, могли быть ареной только слабо выраженных процессов минерализации фосфатов вследствие малых резервов последних.

Помимо определенного места каратауских фосфоритов в структуре разреза отмечаются вещественные индикаторы фосфоритоносности для КФБ. Фосфориты находятся в следующих отношениях с этими индикаторами на общем темно-сером доломитовом фоне разреза толщи:

1) «в вилке» из красноцветных отложений, располагающихся в начальной и в завершающей частях агрегации. Внизу располагаются красноцветные терригенные породы базальных слоев трансгрессивной серии: верху — красноцветные (пестроцветные или слабоокрашенные) карбонатные породы с алевритово-глинистой терригенной (красящей) примесью, привнесенной в бассейн на постфосфоритовом этапе трансгрессии;

2) «в вилке» из пород с повышенным содержанием глауконита. На нижнем этаже распространения глауконит обилен; на верхнем его гораздо меньше;

3) «в вилке» из кремнистых пород; кремнистые породы, кроме того, переслаиваются с фосфоритами и образуют переходные с ними отложения. Кремнистые части агрегации — ближайшие соседи, «предвестники» или «аръергард» продуктивного горизонта;

4) «в вилке» из железистых пород, по стратиграфически ниже наиболее «зрелых» (геохимически) продуктов выветривания (Fe, Mn, Al, кварцевый песок, каолинит и др.);

5) в зоне карбонатных пород с повышенным содержанием терригенных примесей или распространения отдельных «чисто» терригенных слоев и пачек. Полное «очищение» карбонатного разреза от терригенных примесей указывает на его неперспективность в отношении фосфоритоносности;

6) в зоне сгущенного распределения поверхностей размыва и «в вилке» из наиболее ярко выраженных размывов (не считая размыва в подошве вмещающей карбонатной серии);

7) «в вилке» из карбонатных отложений, обладающих текстурами, характерными для максимального (в рассматриваемом интервале) мелководья (часть этих признаков может дублировать вышеперечисленные);

8) на дистальной части шельфа — между зоной оползаний и глино-кремненакопления (т. е. обстановкой континентального склона), с одной стороны, и отложениями литорали, надприливной зоны, прибрежной равнины с сухим климатом (признаками последней являются пролювий, гипсо- и соленосные породы) — с другой.

Все эти признаки необходимо применять, помня, что фосфориты могут быть встречены вследствие цикличности строения разреза на нескольких стратиграфических уровнях. Чаще всего неравномерность развития бассейна приводит к тому, что лишь немногие (один, два) из таких уровней оказываются промышленно значимыми. Изучение фосфоритоносных уровней и учет их положения в седиментологической структуре разреза вместе с вышеприведенными факторами может оказать существенную помощь при экономической оценке.

Предложенное расчленение шабактинской свиты на подсвиты и пачки позволяет достаточно уверенно определять, на какой глубине расположены фосфоритовые горизонты на закрытых участках КФБ. Данное литологическое расчленение хорошо согласуется с результатами решения этой же задачи геохимическими средствами (см. табл. 5).

Нами установлено, что близкое к поверхности залегание продуктивного горизонта можно ожидать на северо-восточном крыле месторождения Тьесай. Здесь, параллельно основному простиранию слоев, проходит разрыв, взбросивший северное крыло участка. С северо-востока к этому разрыву примыкает пачка Д бугульской подсвиты, и, следовательно, ниже нее, на глубине 100—150 м (а может быть, и менее), по вертикали от поверхности можно вскрыть блок продуктивного горизонта, срезанный нарушением и не выходящий на поверхность. Этот прогноз может привести к значительному увеличению (почти вдвое) запасов Тьесая.

Другой пункт, перспективный на обнаружение скрытых частей фосфоритового горизонта КФБ, располагается в северо-западной части Большекаройской долины — северо-западнее пос. Кызылжайляу (см. рис. 1, точка 69). Здесь выявлен выход доломитового слоя, отчасти сходного с «нижним доломитом» и явно не характерного для обнажающейся выше толщи бугульской подсвиты. По всему северо-восточному борту Большекаройской долины бугульская подсвита или верхние пачки джиланской налегают с размывом на большекаройскую свиту. Появление «нижнего доломита» у северо-западного конца долины может означать, что здесь имеется и продуктивный горизонт, выходящий на поверхность несколько северо-западнее — на участке Аралтюбе. Так как на Аралтюбе фосфориты имеют уже существенную мощность, не исключено, что выклинивание их на юго-восток происходит не очень резко и на закрытом участке юго-восточнее Аралтюбе их можно вскрыть скважинами под наносами.

Из всего вышеизложенного по Каратаускому фосфоритоносному региону, а также из накопленного опыта по изучению фосфоритов в циклической структуре осадочных толщ [37, 89, 112, 141] следует, что решающим для правильного и углубленного прогнозирования всех типов фосфоритов будет более детальное изучение структуры разрезов оцениваемых толщ, нежели это делалось до сих пор, когда в основном принималась во внимание только общая литологическая характеристика всей рудовмещающей толщи (формации). Изучение структуры разрезов, подозреваемых на фосфатность, является залогом дальнейшего успеха, оно в значительной мере поможет преодолеть превратности опробования и неполноту разреза.

ЛИТЕРАТУРА

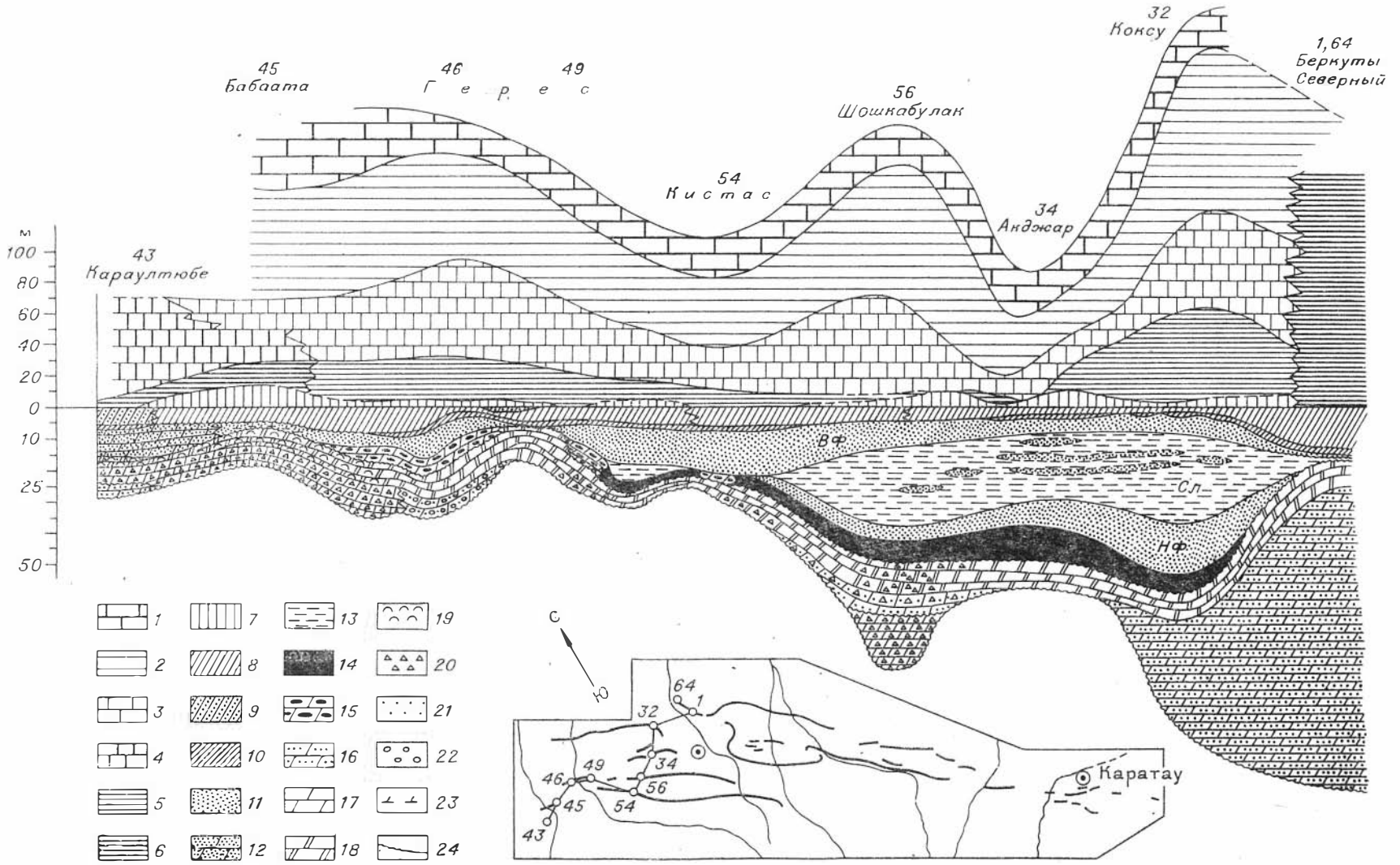
1. **Акоф Р. Л., Эмери Ф. Э.** О целеустремленных системах. М., Изд-во «Советское радио», 1974. 272 с.
2. **Акульшина Е. П.** Методика определения условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам.— В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 9—37 (Тр. ИГиГ. вып. 223).
3. **Аникович С. Г.** Нижний палеозой ванадиеносного бассейна северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Ч. I. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР. 1961. 272 с.
4. **Атлас** литолого-палеогеографических карт СССР. М., Всес. аэрогеол. трест Министерства геологии СССР, 1968.
5. **Безруков П. Л.** Железомарганцевые породы в фосфоритоносной толще Кара-Тау.— «Докл. АН СССР», 1941, т. XXX. № 5. с. 431—433.
6. **Безруков П. Л.** Месторождения высококачественных пластовых фосфоритов хребта Кара-Тау.— В кн.: Агрономические руды СССР. Т. VI. М.— Л., Гос. науч.-техн. изд-во нефтяной и горно-топливной лит-ры. 1941. с. 7—29. (Тр. НИУИФ, вып. 149).
7. **Безруков П. Л.** Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ.— В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР. 1954, с. 3—66.
8. **Бродская Н. Г.** Вулканогенно-осадочная гипотеза образования фосфоритов.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука», 1973.
9. **Бродская Н. Г., Холодов В. Н.** О возможности рифогенного происхождения доломитов фосфоритоносной толщи Малого Каратау.— «Докл. АН СССР», 1965, т. 165.
10. **Буланже Ю. Д.** Современные движения земной коры.— «Земля и Вселенная», 1976, № 2, с. 39—44.
11. **Буренков Э. К., Зорин А. М.** Геохимические критерии поисков перекрытых месторождений фосфоритов.— В кн.: Тезисы Всесоюз. семинара. «Веществ. состав фосфоритов». Новосибирск, 1967. с. 87—88.
12. **Буртман В. С.** Талассо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). М., «Наука», 1964. 142 с.
13. **Бушинский Г. И.** Древние фосфориты Азии и их генезис. М., «Наука», 1966. 192 с.
14. **Бушинский Г. И.** Формация Фосфория. М., «Наука», 1969. 110 с.
15. **Вассоевич Н. Б.** О некоторых флишевых структурах (знаках).— «Труды Львовск. геол. о-ва. Геол. сер.». 1953. вып. 3, с. 17—85.
16. **Вебер В. Н.** Геологическая карта Средней Азии. лист Аулие-Ата, р. VII. № 6, Л.— М. Глав. ред. геол.-развед. и геодез. лит-ры. 1935. 84 с.
17. **Воронин Ю. А., Еганов Э. А.** Вопросы теории формационного анализа.— В кн.: Сравнительный анализ осадочных формаций. Новосибирск, «Наука», 1969.
18. **Воронин Ю. А., Еганов Э. А.** Фации и формации. Парагенезис. Новосибирск, «Наука», 1972. 120 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 146).
19. **Воронин Ю. А., Еганова Н. А., Еганов Э. А.** К проблеме упорядочения объектов в геологии.— В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поисках полезных ископаемых. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР. 1974. с. 119—163.
20. **Воронин Ю. А., Сергеев В. А.** О выявлении закономерностей в геологических разрезах.— (Препринт). Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1976. 14 с.
21. **Воронин Ю. А., Сергеев В. А.** О построении и реализации новой схемы поисков в простейшем одномерном случае.— В кн.: Применение математических методов и ЭВМ при поисках полезных ископаемых. Новосибирск, ВЦ СО АН СССР, 1976, с. 62—69.
22. **Галицкий В. В.** Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан).— В кн.: Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1967, с. 3—47. (Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР. т. 19).
23. **Геология** и ресурсы фосфатного сырья Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973.
24. **Геология** месторождений фосфоритов. М., Госнаучтехиздат. 1962. 304 с.
25. **Гершанович Д. Е., Конюхов А. И.** Геологическое значение зон аплеланга в Мировом океане.— В кн.: I Съезд сов. океанологов. М., «Наука», 1977, с. 140—141.

26. **Гиммельфарб Б. М.** К вопросу о возрасте фосфоритов Кара-Тау.— «Докл. АН СССР», 1950, т. 71, № 1, с. 127—128.
27. **Гиммельфарб Б. М.** Сопоставление основных закономерностей размещения фосфоритовых месторождений СССР и КНР.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, вып. V. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 434—463.
28. **Гиммельфарб Б. М.** Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М., «Недра», 1965. 308 с.
29. **Гиммельфарб Б. М., Егорова О. П.** К геологии Хубсугульского месторождения фосфоритов в МНР.— «Литол. и полезн. ископ.», 1969, № 2, с. 3—9.
30. **Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С.** Геология и полезные ископаемые Чулактау.— В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1954, с. 67—182.
31. **Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М.** Характеристика фосфоритовых месторождений Каратауского бассейна.— «Тр. Науч.-исслед. ин-та горн.-хим. сырья». М., 1969, вып. 13, с. 25—36.
32. **Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М., Смирнов А. П., Майнистрова Р. П., Усанова В. Г.** Вещественный состав и промышленные типы руд главнейших месторождений фосфоритов бассейна Каратау. М., 1969, с. 37—124.
33. **Гроссгейм В. А.** О характере течений во флишевых бассейнах.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.», 1963, т. 28, № 1, с. 17—30.
34. **Джумалиев Т. Д.** О фосфоритоносных отложениях основания шабактинской свиты Малого Каратау в Казахстане.— «Литол. и полезн. ископ.», 1972, № 3.
35. **Джумалиев Т. Д., Королев В. Г., Максумова Р. А.** Литолого-формационные закономерности образования и размещения фосфоритов каратауского типа.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., «Наука», 1976, с. 64—75.
36. **Джумалиев Т., Холодов В. Н.** Кремнистые породы чулактауской свиты Малого Каратау и условия их образования.— «Докл. АН СССР», 1970, т. 194, № 2.
37. **Диденко А. Н.** Ритмичность распределения фосфора в мезозойских отложениях северной части Ульяновско-Саратовского прогиба. Казань, Изд-во Казанск. ун-та, 1976, 119 с.
38. **Доливо-Добровольский А. В., Кобец Н. В.** Структурно-геологическое дешифрирование космических снимков центральной части Южного Казахстана (Каратау — Балхашский регион).— В кн.: Исследование природной среды космическими средствами. Геология и геоморфология. М., 1973, с. 96—101.
39. **Еганов Э. А.** Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск, «Наука», 1974. 182 с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 102).
40. **Еганов Э. А., Советов Ю. К.** Соотношение тамдинской и каройской серий северо-западной части Малого Каратау (Казахстан).— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 8.
41. **Еганов Э. А., Советов Ю. К., Страхов Г. В.** Верхний докембрий Малого Каратау (Казахстан).— «Докл. АН СССР», 1975, т. 221, № 2, с. 413—416.
42. **Ергалиев Г. Х., Покровская Н. В.** Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау. Алма-Ата, «Наука», 1977. 138 с.
43. **Журавлева З. А.** Возраст и корреляция отложений Северо-Западной Монголии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1974, № 12, с. 147—155.
44. **Зайцев Н. С., Ильин А. В., Ратникова Г. П.** О фациальных изменениях фосфоритоносных отложений Хубсугульского бассейна.— «Труды совместной Советско-Монгольской научно-исслед. геол. экспедиции». М., «Наука», 1977, вып. 22.
45. **Зайцев Ю. А., Королев В. Г., Филатова Л. П., Шлыгин Е. Д.** Новые данные по корреляции стратиграфических разрезов докембрия Центрального и Южного Казахстана.— В кн.: Доплеозой и палеозой Казахстана. Т. 1. Стратиграфия доплеозоя, кембрия, ордовика и силура Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1974.
46. **Зубцов Е. П., Зубцова Е. П.** Докембрийские тиллиты Тянь-Шаня.— «Докл. АН СССР», т. 169, № 1, с. 173—176.
47. **Зубцов Е. П., Зубцова Е. П.** Новые данные по стратиграфии кембрийских и докембрийских отложений Таласского хребта (Северный Тянь-Шань).— «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 5, с. 1157—1160.
48. **Ильин А. В.** Хубсугульский фосфоритоносный бассейн.— «Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. экспедиции». М., «Наука», 1973, вып. 6.
49. **Ильин А. В., Волков Р. П.** Сравнительная характеристика Хубсугульского и других фосфоритоносных бассейнов.— «Труды совместной Советско-Монгольской науч.-исслед. геол. экспедиции», М., «Наука», 1977, вып. 22, с. 167—180.
50. **Ильинская М. П., Максумова Р. А.** Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты (Южный Казахстан).— «Докл. АН СССР», 1970, т. 195, № 3, с. 969—700.
51. **Ильинская М. П., Максумова Р. А.** Петрокластические отложения в составе курганской свиты (венд) Таласо-Курганской зоны.— «Литол. и полезн. ископ.», 1973, № 1, с. 96—99.
52. **Ильяшенко В. Я., Бойко В. С., Иванов П. Ю.** К вопросу о фосфоритоносных формациях.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М., «Наука», 1976.
53. **Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов П. Н.** К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 4, с. 101—105.

54. **Келлер Б. М., Покровская Н. В.** Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1965, № 6, с. 78—91.
55. **Киселев В. В., Королев В. Г.** Особенности позднедокембрийской и раннемезозойской тектоники Тянь-Шаня.— В кн.: Вопросы тектоники докембрия континентов. М., «Наука», 1970. с. 93—104. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 129).
56. **Киселев В. В., Королев В. Г.** Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе, «Илим», 1972. 79 с.
57. **Конюхов А. И.** Зональность осадкообразования на материковых окраинах.—В кн.: I Съезд сов. океанологов. М., «Наука», 1977. 144 с. (Тез. докл., вып. 3).
58. **Королев В. Г.** Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое.— В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М., «Наука», 1967, с. 34—43.
59. **Королев В. Г.** Стратиграфия. Докембрий.— В кн.: Геология СССР. Т. XXV. Киргизская ССР. геологическое описание. Кн. 1. М., «Недра», 1972, с. 38—74.
60. **Королев В. Г.** Средняя Азия и Центральный Казахстан.— В кн.: Вендомий (терминальный рифей) и его региональные подразделения. (Итоги науки и техники). Стратиграфия и палеонтология. Т. 5. М., 1974, с. 40—44.
61. **Королев В. Г., Джумалиев Т., Киселев В. В., Максумова Р. А.** Особенности геологического развития и условия фосфатонакопления в Таласо-Каратауской зоне.— В кн.: Условия образования геосинкл. фосфоритов. М., «Наука», 1973.
62. **Королев В. Г., Лопухин А. С.** Геологическая и палинологическая характеристика вендского комплекса и нижнего кембрия в долине р. Уч-Бас (Малый Каратау).— «Труды аспирантов Фрунзенского политехн. ин-та.» Фрунзе, «Мектеп», 1966. вып. 2. с. 51—61.
63. **Королев В. Г., Максумова Р. А.** Поздний докембрий Таласского Алатау.— «Труды Фрунзенского политехн. ин-та». Фрунзе, 1964. вып. 19, с. 48—55.
64. **Королев В. Г., Максумова Р. А.** Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау.— «Труды Фрунзенского политехн. ин-та. Геология и горное дело». Фрунзе, 1968. вып. 24. с. 20—27.
65. **Королев В. Г., Максумова Р. А.** Кыр-Шабактинская свита и соотношение каройской и тамдинской серий хр. Малый Каратау.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1976. № 7. с. 84—89.
66. **Королев В. Г., Максумова Р. А., Ильинская М. Н.** Терригенно-телеипрокластическая формация позднего докембрия Северного Тянь-Шаня.— В кн.: Проблемы вулканогенно-осадочного литогенеза. М., «Наука», 1974. с. 73—80.
67. **Красильникова Н. А.** Геосинклинальные фосфоритоносные бассейны.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука», 1973, с. 12—21.
68. **Красильникова Н. А., Гуревич Б. Г., Шмелькова Ю. Ф.** Закономерности геологического размещения фосфоритных месторождений и геологические предпосылки их поисков.— В кн.: Научные основы прогноза фосфоритов. М., 1975, с. 34—59.
69. **Крылов И. Н.** Рифейские и нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М., «Наука», 1967. 78 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 171).
70. **Либрович В. Л.** Цикличность в геосинклинальных фосфоритоносных толщах на примере отложений Кара-Тау.— В кн.: Материалы по палеогеографии и литологии. Л., 1962. с. 154—160. (Тр. ВСЕГЕИ, т. 72. Нов. серия).
71. **Лисогор К. А.** Биостратиграфия тамдинской серии Малого Каратау.—«Докл. АН СССР», 1966. т. 169. № 1. с. 184—187.
72. **Литология** фосфоритоносных отложений. М., «Наука», 1976. 183 с.
73. **Макарычев Г. И.** Тектоническое развитие хребта Каратау (Южный Казахстан) в нижнем палеозое.— «Бюл. МОИП. Отд. геол.». 1961. т. 36, № 3. с. 3—19.
74. **Максумова Р. А.** Позднедокембрийские формации Таласского хребта.— В кн.: Формации позднего докембрия и раннего палеозоя Средней Азии. Фрунзе, «Илим», 1967, с. 31—53.
75. **Максумова Р. А.** Вендские коры выветривания в хребте Каратау (Южный Казахстан).— «Литол. и полезн. ископ.». 1973. № 4. с. 133—138.
76. **Максумова Р. А.** Формационная характеристика, особенности осадконакопления и источники фосфора в верхнем докембрии — нижнем кембрии Малого Каратау.— В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. вып. 4, кн. 1. М., «Недра». 1975. с. 296—302.
77. **Мамбетов А. М., Миссаржевский В. В.** Новые данные об окаменелостях из фосфоритоносных толщ Малого Каратау.— В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М., Изд-во МГУ, 1971.
78. **Машкара И. И.** К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви Каратау (Южный Казахстан).— «Пробл. сов. геологии». 1938. № 1. с. 49—60.
79. **Михайлов А. С.** Процессы физико-химического осаждения фосфатов при образовании фосфоритов.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука». 1973. с. 28—37.
80. **Музалевский М. М.** Геологическое строение и основные типы фосфоритов Хубсугульского месторождения МНР. Автореф. канд. дис. Казань. 1970. 32 с.
81. **Мурдмаа И. О., Богданов Ю. А., Серов В. В.** Современные осадки зоны Перуанско-Чилийского анвеллинга.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в юго-восточной части Тихого океана. М., «Наука», 1976, с. 246—251.

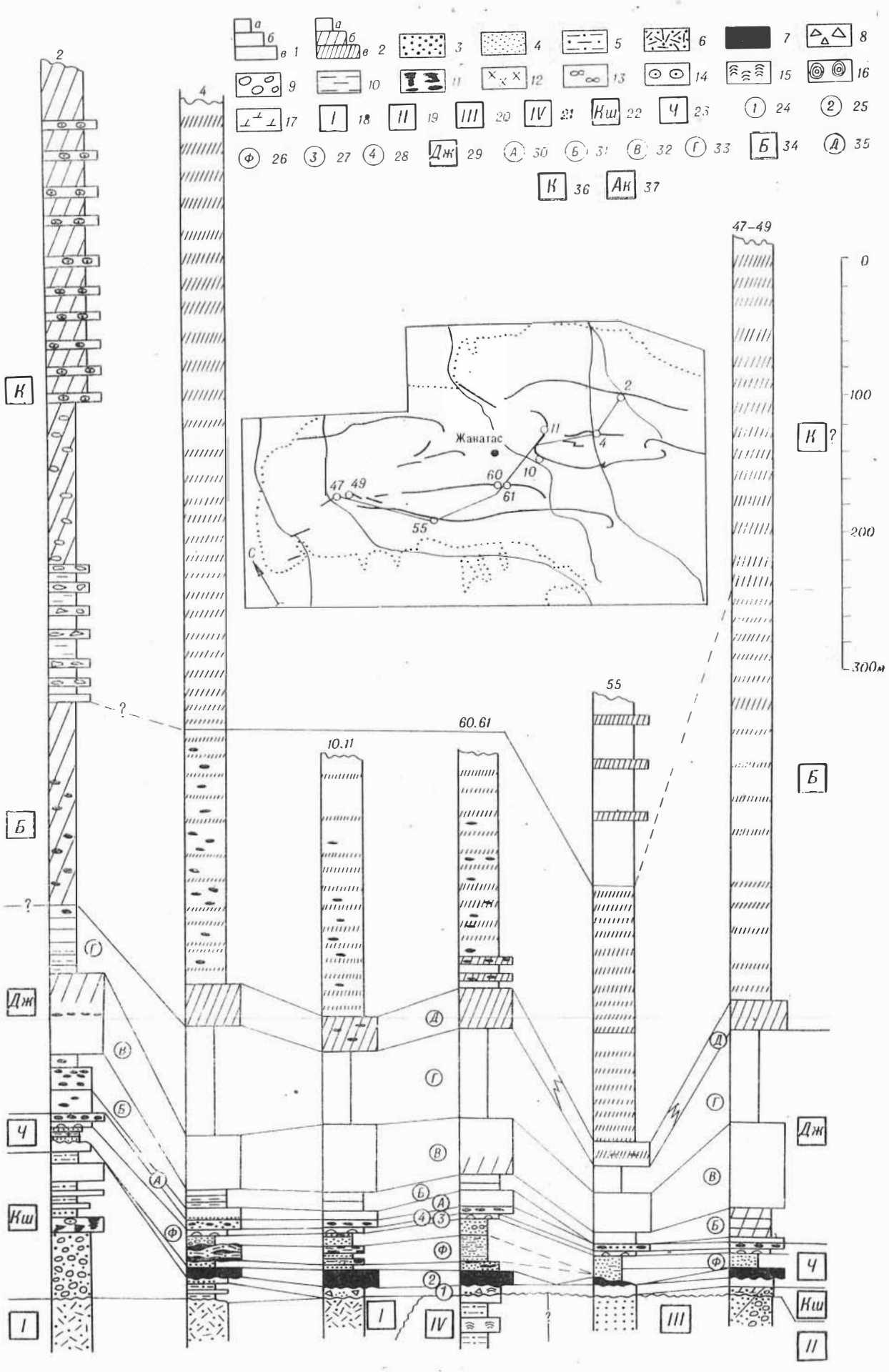
82. **Мэн Сяи-хуа.** К петрографии фосфоритов бассейна Кара-Тау.— «Докл. АН СССР», 1959, т. 126, № 6, с. 1326—1329.
83. **Мэн Сяи-хуа.** Фосфориты Каратау и поисковые критерии месторождений каратауского типа. Автореф. канд. дис. М., МГРИ, 1960. 25 с.
84. **Недовизин А. А., Табылдиев К. Т., Ткачев В. Р., Айдымбеков Д. А., Страхов Г. В., Танеыкбаев А. Т.** К стратиграфии докембрийских и кембрийских отложений хребта Малого Каратау.— «Изв. АН КазССР. Серия геол.», 1969, № 4, с. 37—40.
85. **Обуэн Ж.** Геосинклинали. Происхождение и развитие. М., «Мир», 1967. 301 с.
86. **Наталаха Е. И., Гиоргобиани Т. В.** Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау (каледонский цикл). Алма-Ата, «Наука», 1975. 196 с.
87. **Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р.** Пески и песчаники. М., «Мир», 1976. 534 с.
88. **Сагунов В. Г.** Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата, 1971.
89. **Семейкин П. Н., Колесников В. Л., Белоголовов В. Ф., Храпаль Ю. И.** Геологическое строение и типы руд северной части Ухагольского месторождения фосфоритов (Восточный Саян).— «Геол. и геофиз.», 1976, № 9, с. 82—91.
90. **Смирнов А. И.** Особенности генезиса фосфоритов каратауского типа.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госнаучтехиздат, 1962, с. 132—138.
91. **Смирнов А. И.** Вещественный состав и условия формирования основных типов фосфоритов. М., «Недра», 1972. 196 с.
92. **Смирнов А. И.** Формирование фосфоритных руд в кремнисто-доломитовых формациях.— В кн.: Усл. образования геосинкл. фосфоритов. М., «Наука», 1973.
93. **Смирнов А. И., Тушина А. М.** Вещественный состав и генезис фосфоритов месторождения Ак-Сай.— В кн.: Геология месторождений фосфоритов. М., Госнаучтехиздат, 1962, с. 41—70. (Тр. Науч.-исслед. ин-та горн.-хим. сырья, вып. 7).
94. **Советов Ю. К.** Фитогенные онкоиды в верхнем докембрии Малого Каратау (Южный Казахстан).— «Докл. АН СССР», 1975, т. 224, № 3, с. 673—676.
95. **Советов Ю. К.** Верхнедокембрийские песчаники юго-запада Сибирской платформы. Новосибирск, «Наука», 1977. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 298). 295 с.
96. **Советов Ю. К., Еганов Э. А.** Позднедокембрийские несогласия в Малом Каратау (Казахстан).— «Докл. АН СССР», 1976, т. 229, с. 702—705.
97. **Советов Ю. К., Шенфиль В. Ю.** Новая докембрийская микробиота (Южный Казахстан).— «Докл. АН СССР», 1977, т. 232, № 5, с. 1193—1196.
98. **Современное** карбонатообразование. Т. 7. М., ВИНИТИ, 1976. 100 с.
99. **Соколов В. А., Машкара И. И.** О микростроении и генезисе фосфатов хребта Кара-Тау.— «Сов. геология», 1938, № 7, с. 90—93.
100. **Страхов Н. М.** Основы теории литогенеза. Т. III. М., Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.
101. **Табылдиев К. Т.** Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Малого Каратау.— В кн.: Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата, 1966, с. 81—90.
102. **Табылдиев К. Т.** Стратиграфия и геотектоника геосинклинальных фосфоритоносных областей Казахстана.— В кн.: Геология и ресурсы фосфатного сырья Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973, с. 8—31. (Тр. Ин-та геол. наук АН КазССР. Т. 34).
103. **Табылдиев К. Т.** Фосфоритоносность геосинклинальных областей Казахстана.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука», 1973, с. 80—86.
104. **Табылдиев К. Т., Чербянова Л. Ф.** Литолого-фациальные и палеогеографические исследования фосфоритоносных отложений кембрия Южного Казахстана. Алма-Ата. «Наука», 1972. с. 73—82.
105. **Табылдиев К. Т., Чербянова Л. Ф.** Фациальные условия осадконакопления фосфоритоносной толщи Каратауского бассейна.— В кн.: Литология фосфоритоносных отложений, М., «Наука», 1976, с. 76—97.
106. **Танеыкбаев А. Т.** Поисковое значение зон надвигов во внутренних структурах месторождений фосфоритов северо-западной части хр. Малый Каратау.— «Изв. Ан КазССР. Серия геол.», 1970, № 6, с. 62—65.
107. **Танеыкбаев А. Т.** Каледонские и герцинские надвиги в Малом Каратау и их пространственное соотношение.— В кн.: Геология и ресурсы фосфатного сырья Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973, с. 101—103.
108. **Трухачева А. Г.** Петрография пластовых фосфоритов месторождения Чулак-Тау.— В кн.: Геол. месторожд. фосфоритов. М., Госнаучтехиздат, 1962, с. 5—10.
109. **Тушина А. М.** Условия образования фосфоритов Каратау.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука», 1973, с. 71—79.
110. **Тушина А. М., Усанова В. Г., Маймистрова Р. И.** Литология и фации фосфоритоносных отложений Малого Каратау.— В кн.: Фосфориты Каратау. М., 1969, с. 125—186. (Тр. науч.-исслед. ин-та горн.-хим. сырья, вып. 13).
111. **Условия** образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука», 1973, 108 с.
112. **Фоминский В. И.** Стратиграфия и условия формирования фосфоритоносных отложений сеномана района Воронежской антеклизы. Автореф. канд. дис. М., МГРИ, 1973. 18 с.
113. **Фосфориты** Каратау. Алма-Ата. Изд-во АН КазССР, 1954. 348 с.
114. **Фосфориты** Каратау. М., 1969. 298 с.
115. **Хворова И. В.** Изучение текстурных знаков на поверхности наслоения.— В кн.: Методы изучения осадочных пород. т. 1. М., Госгеолтехиздат, 1957, с. 88—94.

116. **Холодов В. Н.** Фациально-палеогеографические условия образования руд ванадия и фосфора в Каратау.— «Литол. и полезн. ископ.», 1972, № 6, с. 80—94.
117. **Холодов В. Н.** Ассоциации рудных компонентов в вендско-кембрийских отложениях Азии и некоторые вопросы их генезиса.— В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М., «Наука», 1973, с. 50—61.
118. **Холодов В. Н.** Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. М., «Наука», 1973, 262 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 251).
119. **Холодов В. Н., Корякин А. С.** К вопросу о происхождении фосфатных конгломерато-брекчий Малого Каратау.— «Докл. АН СССР», 1960, т. 135, № 2, с. 410—413.
120. **Чербянова Л. Ф.** Структурные и текстурные особенности фосфоритов Малого Каратау.— В кн.: Геология и ресурсы фосфатного сырья Казахстана. Алма-Ата, «Наука», 1973, с. 74—80.
121. **Чербянова Л. Ф.** Литологические особенности и условия формирования фосфоритоносной толщи Малого Каратау. Автореф. канд. дис. Алма-Ата, 1977, 22 с.
122. **Шатский Н. С.** Фосфоритоносные формации и классификация фосфоритовых залежей. Избр. труды. Т. III. М., «Наука», 1965, с. 52—143.
123. **Шопф Дж. В., Советов Ю. К.** Микрофоссилии в строматолитах *Conopyten* из вендских отложений Южного Казахстана.— «Докл. АН СССР», 1977, т. 230, № 6.
124. **Ярмак Г. А.** Тектоника хр. Малый Каратау.— В кн.: Геология. Алма-Ата, 1970, с. 69—82. (Тематич. сб. статей аспирантов и соискателей, вып. VI).
125. **Anatomy** of the Western Phosphate Field. Intermountain Association of Geologists, Solt Lake City, Utah, 1967, 287 p.
126. **Atfen M. S.** Phosphatic Deposits in Syria and Safaga District.— «Egypt. Econom. Geology», 1966, v. 61, 1142—1153.
127. **Bouma A. H.** Turbidites. Developments in Sedimentology, 3, Turbidites.— In: Elsevier Publishing Company. Amsterdam — London — New York, 1964, p. 247—256.
128. **Cook P. J.** Sedimentological studies on the Stairway of Central Australia. Department of Nation. devel. bureau of mineral resources, geology and geophysics. Bul. 95. Canberra, 1972. 73 p.
129. **Crowell G. C.** Directional-current structures from the Preolpine flysch. Switzerland.— «Bull. Geol. Soc. Amer.», 1955, v. 66, p. 1351—1384.
130. **Dzulynski S. &, Walton E. K.** Sedimentary features of flysch and greywackes. Developments in Sedimentology, 7. Amsterdam — London — New York, 1965, 274 p.
131. **Ghanem M., Zalata A. A., Abd El Razik T. M., Said Abdel Ghani M., Mikhailov I. A., Razvaliaev A. V. Mirtov Y. V.** Stratigraphy of the Phosphate-bearing Cretaceous and Paleogene sediments of the Nile valley between Idfu and Qena. From «Studies On Some Mineral Deposits of Egypt», part 11, article 7. UAR Geolog. survey, Cairo, 1970, 109—134.
132. **De Keyser F., Cook P. J.** Geology of the Middle Cambrian Phosphorites and Associated Sediments of Northwestern Queensland. Departm. of National development bureau of miner. resour., bul. 138. Canberra, Austr. govern. publ. service, 1972, 79 p.
133. **Krumbein W. C** Size frequency distribution of sediments.— «Journ. Sed. Petrology», 1934, 4, 65—77.
134. **Kuenen Ph. H.** Sole markings of graded greywacke beds.— "Journ. Geology", 1957, v. 65, № 3, 231—258.
135. **Kuenen Ph. H.** Deep-sea sands and ancient turbidites. Jr. Developments in sedimentology, 3, Turbidites. Elsevier publishing comp. Amsterdam — London — New York, 1964, p. 3—33.
136. **McKelvey V. E.** Phosphate deposits. US Geol. survey bul., 1252-D. Washington, 1967, 21 p.
137. **McKelvey e. a.** The Phosphoria, Parc City and Shedhorn formations in the Western Phosphate Field. US Geol. survey profess. paper, 313-A. Washington, 1959.
138. **Potter P. E., Pettijohn F. L.** Paleocurrents and Basin analysis. Springer—Verlag. Berlin — Göttiingen — Heidelberg, 1963. 296. p.
139. **Said R.** The geology of Egypt. Amsterdam — New York, 1962, 377 p.
140. **Salvan H.** Les phosphates de Chaux sedimentaires du Maroc. Notes marocaines Soc. geogr. 14, Rabat, 1960, 7—20.
141. **Sheldon R. P.** Physical stratigraphy and mineral resources of Permian Rocks in Western Wyoming. US Geol. Survey profess. paper, 313-B, 1963. 273. p.
142. **Sheldon R. P., Maughan E. K., Cressman E. R.** Sedimentation of rokcs of Leonard (Permian) age in Wyoming and adjacent states.— In: Anatomy of the Western Phosphate Field, 1967, p. 1—13.
143. **Russel R. T.** Disovery of major phosphate deposits in Northwest Queensland, Australia.— In: Econ. com. for Asia and the Far East., Bangkok, 1967, Miner. resour. develop. ser., UN, 1968, 32, p. 241—248.
144. **Russel R. T., Trueman N. A.** The geology of the Duchess Phosphate deposits, Northwestern Queensland, Australia.— «Econom. Geol.», 1971, v. 66, № 8.
145. **Wadell H.** Volume, shape and roundness of rock particles. «Journ. Geol.», 1935, v. 40, p. 443—451.
146. **Walker R. G.** Facies Models 2. Turbidites and associated Coarse Clastic Deposits.— «Geoscience Canada», 1976, v. 3, № 1, p. 25—36.



Фиг. 1. Поперечный литологический профиль через северо-западную часть Каратауского фосфоритоносного района.

1 — черные доломиты пачки Д; *2* — переслаивание плитчатых и массивных доломитов светлых и местами слабо пестроокрашенных пачки Г; *3* — массивные светлые доломиты пачки В; *4* — темные массивные доломиты пачки В; *5* — плитчатые часто слоистые коричневатые доломиты пачки Б; *6* — темный эквивалент пачек А, Б, В, Г; *7* — светлые массивные доломиты пачки А; *8* — «бурые доломиты»; *9* — песчанистая фация «бурых доломитов»; *10* — железомарганцевый горизонт; *11* — оолитово-пелетные фосфориты; *12* — доломиты, латерально замещающие фосфоритовый горизонт; *13* — фосфатно-сланцевая пачка; *14* — кремневый горизонт; *15* — карбонатная пачка, латерально замещающая кремневый горизонт; *16* — карбонатно-терригенные отложения кыршабактинской свиты стратотипических разрезов; *17* — доломиты кыршабактинской свиты; *18* — «нижние доломиты»; *19* — строматолитовые текстуры; *20* — брекчии карбонатные; *21* — песчанистость; *22* — конгломератовые карбонаты; *23* — карбонатность; *24* — основные размывы.



Фиг. 11. Корреляция подразделений тамдинской серии северо-западной части КФБ.

Литологические обозначения: *1* — рельефное обозначение устойчивости пачек и слоев (*а* — низкая, *б* — средняя, *в* — высокая); *2* — карбонатные породы (преимущественно доломиты) (*а* — светлые и белые, *б* — темные, *в* — черные); *3* — песчаные породы и песчаная примесь; *4* — фосфориты и фосфатность; *5* — песчано-глинистые породы и переслаивание песчаных с глинистыми; *6* — туффиты, туфопесчаники, туфоалевролиты; *7* — силициты; *8* — брекчии и обломки; *9* — конгломераты и галька; *10* — глинистые сланцы и аргиллиты, глинистая примесь; *11* — окремнение, кремневые стяжения; *12* — линзочки и прямазки красного глинистого материала; *13* — сгустковые, витистые текстуры; *14* — онколиты; *15* — бугорчатые строматолитовые текстуры; *16* — ооидные строматолитовые текстуры; *17* — карбонатная примесь. *Стратиграфические подразделения*. *18* — курганская свита; *19* — коксуйская серия; *20* — большекаройская свита; *21* — джанытасская серия; *22* — кыршабактинская свита; *23* — чулактауская свита; *24* — НД; *25* — КГ; *26* — ФГ; *27* — ЖМГ; *28* — БД; *29* — джиланская свита; *30* — пачка А; *31* — пачка Б; *32* — пачка В; *33* — пачка Г; *34* — бугульская подсвита; *35* — пачка Д; *36* — карашатская подсвита; *37* — актауская подсвита.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие 5
Введение 7

Глава I. Стратиграфия и состав докембрийского (каройского) комплекса, подстилающего фосфориты 11

Введение . . . . . —
Краткие представления о геологическом строении района и стратиграфической структуре докембрия Малого Каратау 12
Большекаройская свита 18
Джанытасская серия 29
Шошкабулакская свита 30
Тогузбайская свита 33
Коксуйская серия 37
Малокаройская серия 42
Актугайская свита . . . . . —
Чичканская свита 44
Курганская свита 45
Этапы развития Малого Каратау в позднем докембрии 47

Глава II. Стратиграфия и состав венд(?)-кембрий-ордовикский тамдинской серии, вмещающей фосфориты 51

Введение . . . . . —
Нижний горизонт тамдинской серии 52
Кыршабактинская свита . . . . . —
Чулактауская свита. «Нижний доломит» (НД) 58
Надберкутинская часть чулактауской свиты 67
Кремневый горизонт (КГ) 69
Фосфоритовый (продуктивный) горизонт (ФГ) 81
О типах разрезов продуктивной части чулактауской свиты . 94
Железомарганцевый (ушбасский) горизонт (ЖМГ) . . . 96
Горизонт «бурых доломитов» (БД) 99
Шабактинская свита 106
Джиланская подсвита 107
Бугульская подсвита 121
Карашатская подсвита 126
Актауская подсвита 127
О характере границы между подстилающим (каройским) комплексом и вмещающе-покрывающей фосфориты (тамдинской) серией . . 130

Глава III. Геологическая позиция фосфоритов Каратау и их индикаторы 134

Положение фосфоритов в циклической структуре вмещающего комплекса отложений 134
Каратауская фосфоритоносная агрегация (формация) 137

Глава IV. Об условиях образования фосфоритов Каратау 145

Глава V. Сравнение фосфоритоносного разреза Каратау с разрезами других крупнейших фосфоритоносных бассейнов 157

Каратау — Западное фосфатное поле, США 157
Каратау — бассейн Дикорджина, Австралия 161
Каратау — Хубсугул-Боксонский бассейн 164
Каратау — Китайская платформа 169
Каратау — Аравийско-Африканская фосфоритоносная провинция 170

Заключение, выводы, рекомендации 180

Литература 186

CONTENTS

Preface 5

Introduction 7

Chapter 1. Stratigraphy and composition of Precambrian Karoy series (underlying the phosphorites) 11

Chapter 2. Stratigraphy and composition of Vend (?) — Cambrian — Ordovician Tandy series (enclosing and covering the phosphorites) . . 51

Chapter 3. Geological position and litological indicators of karatau phosphorites 134

Chapter 4. On the origin of karatau phosphorites 145

Chapter 5. Comparison of karatau phosphate-bearing sections with those of other major phosphogenic basins 157

Conclusions 180

Эрик Аршавирович Еганов
Юлий Константинович Советов

КАРАТАУ — МОДЕЛЬ РЕГИОНА ФОСФОРИТОНАКОПЛЕНИЯ

Ответственные редакторы
Александр Леонидович Яншин.
Василий Григорьевич Сагунов

Редактор издательства *Н. Ф. Джигирис.* Художественный редактор *М. Ф. Глазырина.* Технический редактор *Г. Я. Герасимчук.* Корректоры *В. И. Кокшарова, И. А. Литвинова*

ИБ № 10412

Сдано в набор 06.10.78. Подписано к печати 31.05.79. МН-10244. Формат 70×108¹/₁₆. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 16.8+2 вкл. Уч.-изд. л. 19,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 295. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.
4-я типография издательства «Наука». 630077. Новосибирск, 77, Станиславского, 25.