

В.А. БУШ, Р.Г. ГАРЕЦКИЙ, Л.Г. КИРЮХИН

**ТЕКТОНИКА
ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО
ПАЛЕОЗОЯ
ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ
И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ**



**АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ**

**ACADEMY OF SCIENCES OF THE USSR
ORDER OF THE RED BANNER OF LABOUR
GEOLOGICAL INSTITUTE**

V. A. BUSH, R. G. GARETSKY, L. G. KIRYUKHIN

TECTONICS
OF EPIGEOSYNCLINAL
PALEOZOIC
OF THE TURANIAN PLATE
AND ITS FRAMING

Transactions, vol. 264



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

Moscow 1975

В. А. БУШ, Р. Г. ГАРЕЦКИЙ, Л. Г. КИРЮХИН

ТЕКТОНИКА
ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО
ПАЛЕОЗОЯ
ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ
И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

Труды, вып. 264



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

Москва 1975

Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления.
Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. М., "Наука", 1975.

В монографии рассматривается строение фундамента, описываются вещественный состав и формации эпигеосинклинального палеозойского комплекса Туранской плиты и ее обрамления. В последнем выделены и детально описаны квазиплатформенные и орогенные структуры; показаны взаимосвязи этих структур во времени и в пространстве. Рассмотрены перспективы нефтегазоносности квазиплатформенных палеозойских и палеозойско-триасовых структур. Таблиц 1, библиографических названий, иллюстраций 26.

Редакционная коллегия:

академик А.В.ПЕЙВЕ (главный редактор),
академик В.В.МЕННЕР, В.Г.ГЕРБОВА, П.П.ТИМОФЕЕВ

Ответственный редактор

академик А.Л.ЯНШИН

Editorial Board:

Academician A.V.PEIVE (Editor-in-chief)
Academician V.V.MENNER, V.G.GERBOVA, P.P.TIMOFEEV

Responsible editor

Academician A.L.YANSHIN

Вильям Артурович БУШ, Радим Гаврилович ГАРЕЦКИЙ,
Леонид Григорьевич КИРЮХИН

ТЕКТНИКА ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПАЛЕОЗОЯ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ
И ЕЕ ОБРАМЛЕНИЯ

(Труды ГИН, вып. 264)

Утверждено к печати Геологическим институтом АН СССР

Редактор издательства Л.С. Тапельзон. Художник В. Шульженко
Художественный редактор В.А. Чернецов. Технический редактор Г.П. Каренина

Подписано к печати 31/XII - 74 г. Т - 18244. Усл. печ. л. 17,85 (16,8+1,05 вкладки).

Уч.-изд. л. 19,8. Формат 70×108 1/16. Бумага офсетная № 1.

Тираж 750 экз. Тип. зак. 1548. Цена 1 р. 98 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
1-я типография издательства "Наука". 199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12

ВВЕДЕНИЕ

В пределах каледонид и варисцид давно были известны своеобразные наложенные средне-верхнепалеозойские впадины и прогибы, которые по структурному положению, характеру дислокаций и их морфологии, а также по выполняющим их формациям не могли быть отнесены к типично геосинклинальным и не могли быть причислены к типично платформенным. Эти структуры описывались под самыми различными названиями: впадины, прогибы, депрессии, котловины, бассейны, межгорные впадины и прогибы, подвижные шельфы, парагеосинклинали, вторичные и остаточные геосинклинали, брахигеосинклинали и т.д. Соответственно и этапы их развития назывались по-разному: полуплатформенный, брахигеосинклинальный, вторично-геосинклинальный, парагеосинклинальный, орогенный, метагеосинклинальный, эпигеосинклинальный, переходный или промежуточный и т.д.

В последнее время, в связи с тем, что на плитах молодых платформ широко развернулись главным образом нефтепоисковые работы, подобного типа структуры были обнаружены и под платформенным чехлом молодых плит, где они занимают значительные территории. Выяснение их тектонической природы возможно только путем сравнительного тектонического анализа с наиболее хорошо изученными аналогичными структурами обнаженных областей палеозойских складчатых сооружений. В то же время полученные материалы по указанным образованиям в пределах территорий, закрытых платформенным чехлом, повлияли на определенный пересмотр тектонического характера этих структур вообще. Особенно большой интерес эпигеосинклинальный комплекс палеозоя вызвал в связи с дальнейшим развитием теорий геосинклиналей и платформ, а также в связи с непосредственным обнаружением в нем месторождений нефти и газа и их многочисленных признаков. Вопрос о тектоническом положении указанного комплекса в последнее время оживленно дискутируется.

Сказанное выше показывает большое значение обобщений фактического материала по наиболее изученным областям широкого распространения эпигеосинклинального палеозоя и на основе этого — выяснения его тектонической природы.

К таким областям прежде всего принадлежит Туранская плита и обрамляющие ее палеозойские складчатые сооружения. Развернувшиеся в последнее десятилетие на территории Туранской плиты интенсивные геолого-геофизические исследования способствовали массовому поступлению нового фактического материала о строении отложений, подстилающих платформенный мезозойско-кайнозойский чехол.

Оказалось, что под платформенным чехлом Туранской плиты чрезвычайно широко распространены своеобразные, относительно слабо дислоцированные и практически неметаморфизованные терригенные, терригенно-карбонатные, карбонатные и вулканогенные образования карбона, перми и нижнего триаса. В них во многих случаях были обнаружены признаки и даже залежи нефти и газа. Эти образования по своему структурному положению, дислоцированности и отчасти формационной принадлежности не могут быть отнесены к типичному платформенному чехлу и не могут быть объединены со складчатым и метаморфизованным геосинклинальным фундаментом.

Особенности геологического строения, стратиграфической и формационной расчлененности, палеогеографических обстановок, тектоники, а также перспектив использования эпигеосинклинального комплекса палеозоя—нижнего триаса как источника минерального сырья (в частности нефти и газа) в настоящее время еще далеки до окончательного выяснения и, как уже отмечалось, служат предметом дискуссий.

Вместе с тем ясно, что в ближайшее десятилетие в связи с резким увеличением глубинности и улучшением технического уровня поисковых, в том числе буровых, работ перед геологоразведочными организациями встанут вопросы размещения геофизических исследований и бурового метража, необходимых для поисков и разведки полезных ископаемых (в первую очередь нефти и газа) в рассматриваемом комплексе. В этих условиях перед геологической наукой встает задача определения тектонической принадлежности и основных закономерностей геологического строения рассматриваемого комплекса и распределения в нем полезных ископаемых. Такая задача может быть решена путем обобщения всех накопившихся к настоящему времени обширных фактических материалов и сделанных на этом основании выводов.

На территории Туранской плиты эпигеосинклинальные образования палеозоя и нижнего триаса перекрыты мощным чехлом платформенных осадков, что, естественно, резко затрудняет их изучение прямыми геологическими методами. Поэтому наши сведения о строении указанных образований базируются на результатах бурения пока сравнительно небольшого числа скважин, вскрывающих, как правило, на незначительную глубину лишь самую верхнюю часть этого комплекса, и на данных геофизических, в первую очередь сейсморазведочных, исследований. В этих условиях исключительно большое значение приобретает изучение эпигеосинклинальных палеозойско—триасовых толщ в обрамляющих Туранскую плиту структурах Тянь—Шаня и Центрального Казахстана. В последних эпигеосинклинальный комплекс, к которому относятся девонские, каменноугольные, пермские и раннетриасовые вулканические, интрузивные и осадочные образования на довариссийском (карельском, байкальском и каледонском) складчатом фундаменте и средне—позднекаменноугольные, пермские и раннетриасовые образования на вариссийском фундаменте, обнажен на поверхности, в связи с чем основные закономерности его строения более или менее ясны. Перед авторами стояла задача использовать установленные там закономерности для расшифровки строения эпигеосинклинального палеозойско—триасового комплекса в пределах Туранской плиты.

Изложенное диктует такое построение предлагаемой работы, когда данные по хорошо изученным обнаженным восточным частям территории сравниваются с геофизическими и геологическими данными по западным погребенным районам.

В соответствии с поставленной задачей в работе описываются эпигеосинклинальные образования палеозоя — нижнего триаса всей Туранской плиты (Вольвовский и др., 1966; Гарецкий, 1972), а также обрамляющих ее палеозойских складчатых сооружений Тянь—Шаня и Центрального Казахстана: на юго—востоке до границ Советского Союза, а на северо—востоке до широты оз. Балхаш, включая, кроме того, Сарысу—Тенизский водораздел, Тенизскую впадину и южную часть Кокчетавского поднятия.

В процессе работы над монографией ценные материалы и советы нами были получены от А.Л.Яншина, А.М. Акрамходжаева, Х.Х.Авазходжаева, Т.Л.Бабаджанова, В.А.Бененсона, О.А.Карцевой, В.С.Князева, Л.М.Коробкина, Н.Я.Кунина, А.С. Перфильева, Ю.А.Семина, Р.Б.Сапожникова, А.Е.Старобинца, А.Е.Шлеингера и других, которым мы искренне признательны.

СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ФУНДАМЕНТА

"... древние глыбы обычно изометричного очертания... и древние хребты и вытлупные пологие из докембрийских пород в палеозое и в более поздние периоды всегда в создании структуры страны имели первостепенное значение: они предопределили направление вновь образующихся хребтов, депрессий, складок, бассейнов накопления"
(Н.Г.Кассин, 1960, стр. 36).

Одна из главных задач предпринятого исследования — определить положение эпигеосинклинали палеозойско-нижнетриасового комплекса в общем разрезе земной коры рассматриваемой территории и определить его место в исторической и генетической последовательности тектонических структур. В связи с этим очень важно выяснить его взаимоотношения как со структурой геосинклинали фундамента, так и со структурой платформенного чехла.

Как стало известно в последние годы, фундамент Туранской плиты и прилегающие к ней с востока палеозойские складчатые сооружения имеют весьма сложное "мозаичное" строение (рис. 1). Многочисленные массивы (блоки) ранне-среднепротерозойских пород разделены здесь геосинклинальными зонами, сложенными позднепротерозойскими, нижнепалеозойскими и среднепалеозойскими образованиями. Такое строение четко отражено в районировании естественных геофизических полей, когда блокам древних пород отвечают участки с мозаичными гравитационными и магнитными аномалиями невысокой интенсивности, а разделяющие их геосинклинальные зоны характеризуются повышенными (реже пониженными) гравитационными и повышенными магнитными аномалиями линейных очертаний.

Структура геосинклинальных комплексов наиболее полно изучена в обнаженных районах Казахстана и Тянь-Шаня Р.А. Борукаевым (1955; Борукаев, Ляпичев, 1967), Е.Д. Шлыгиным (Е.Д. Шлыгин, А.Е. Шлыгин, 1964), В.Ф. Беспаловым (1954, 1963, 1971), А.А. Богдановым (1959, 1965), Б.И. Борсуком (1964), В.Г. Королевым (1960, 1961), Н.Г. Марковой (1961) и многими другими исследователями. Выделенные ими каледонские и варисцидские геосинклинальные системы включают многочисленные древние массивы¹, значение которых установил еще Н.Г. Кассин (1947). Именно эти массивы определяют очертания и дугообразные изгибы геосинклинальных зон и систем.

В соответствии с представлениями перечисленных исследователей, в западной части Урало-Монгольского палеозойского геосинклинального пояса мы выделяем Казахстано-Тянь-Шаньский массив, сформировавшийся как единое тело в ходе каледонской складчатости. Этот массив образует гигантскую дугу, обращенную выпуклостью к юго-западу. С запада, юга и северо-востока он ограничен соответственно Уральской, Южно-Тянь-Шаньской и Джунгаро-Балхашской варисцидскими геосинклинальными системами.

К западу и югу от варисцид Урала и Южного Тянь-Шаня расположена группа крупных массивов, по-видимому, байкальского возраста (Северо-Устюртский, Южно-Мангышлакский, Кара-Богазский и Каракумо-Байсунский), разделенных

¹ Для большинства таких древних массивов остается окончательно невыясненным, являются ли они срединными или принадлежат к категории массивов ранней консолидации (Яншин, 1965), поэтому авторы в дальнейшем их будут называть просто "древними массивами".

узкими линейными зонами варисцидской складчатости (Центрально-Устьюртской, Туаркырской). На юге Туранская плита ограничена, как известно, горно-складчатыми сооружениями альпийского возраста, входящими в состав Средиземноморского складчатого пояса (Муратов, 1961). Граница между Средиземноморским и Урало-Монгольским складчатыми поясами проводится по внешнему юго-западному краю варисцид Урала и Южного Тянь-Шаня.

Рассмотрение структуры геосинклинального фундамента мы начинаем с востока, с Казахстано-Тянь-Шаньского массива, в пределах которого выделяются каледонские геосинклинальные складчатые зоны и заключенные между ними миндалевидные в плане древние массивы. Наиболее крупными из них являются гипотетические Южно-Тургайский и Сырдарьинский, затем Нарынский, Улутауский, Муонкумский и Атасу-Джунгарский. Изучив особенности геологического строения некоторых из них, Ю.А. Зайцев (Зайцев, Филатова, 1971) полагает, что они являются обломками крупного дорифейского массива типа небольшой платформы, раздробленного с начала каледонского геосинклинального этапа, т.е. древние глыбы представляют собой срединные массивы, спаявшиеся в ходе каледонского этапа в гораздо более крупный Казахстано-Тянь-Шаньский массив ранней консолидации (Яншин, 1965).

ДОКЕМБРИЙСКИЕ МАССИВЫ

Улутауский массив

С востока на запад в пределах Улутауского древнего массива выделяется три крупных структурных элемента: Улутауский антиклинорий, Карсакпайский синклинорий и Майтубинский антиклинорий, сложенные метаморфическими толщами нижнего и среднего протерозоя, формирование которых связано с развитием эвгеосинклинального прогиба карелид (Зайцев, Филатова, 1971).

Рифейский комплекс сложен внизу конгломератами и зелеными сланцами с прослоями порфиритоидов, а сверху — доломитовых мраморов, кварцитов, филлитов боздакской серии нижнего-среднего рифея (1475 ± 150 млн. лет) мощностью до 3000 м. Формирование боздакской серии отвечает готскому тектоническому этапу, который, как указывает Ю.А. Зайцев, носит в Казахстане, в противоположность карельскому этапу, миогеосинклинальный характер. Для этого этапа он предлагает местное наименование исседонского. Исседонским этапом завершился процесс становления комплекса основания древнего Улутауско-Кокчетавского массива. Вышележащие докембрийские толщи образуют либо слабо дислоцированный чехол этого массива, либо включаются в более молодые геосинклинальные комплексы.

Древний чехол массива в Улутау образуется кокчетавской серией мощностью 1200 м, сложенной преимущественно слоистыми белыми и светло-серыми обломочными кварцитами, реже серицито-хлоритовыми blastopсаммитовыми сланцами. Кварциты кокчетавской серии накапливались в условиях стабильного тектонического режима, господствовавшего на обширных территориях и обеспечившего глубокое выветривание и длительный перемыв обломочного материала. Ю.А. Зайцев и Л.И. Филатова (1971) вслед за Е.Д. Шлыгиным полагают, что кокчетавская серия принадлежит платформенной кварцито-песчаниковой формации и представляет собой чехол сформировавшегося срединного массива. Наиболее вероятным диапазоном времени отложения пород кокчетавской серии является 1100-1200 млн. лет (поздний рифей).

Выше кокчетавской серии в разрезе Улутауского массива расположены неметаморфизованные образования коксуйской серии, открывающие собой разрез Байконурского синклинория, а также белеутинская серия (аналог коксуйской?), сохранившаяся в наиболее прогнутых частях Карсакпайского синклинория. Последнюю слагают конгломераты (нижняя часть разреза), туфы, лавы липарито-дацитового, реже базальтового и андезитового составов, общей мощностью до 3000 м.

К северу Улутауский массив постепенно погружается под чехол среднепалеозойских отложений, среди которых в отдельных выходах выступают верхне-рифейские и кембрийские отложения; на юге массив быстро скрывается под чехлом палеозойских, а затем мезозойских и кайнозойских пород Чу-Сарысульской синеклизы. Однако наиболее крупные структурные элементы массива можно проследить по естественным геофизическим полям на юг до Каратауского глубинного разлома (Гарецкий и др., 1962; Кунин, 1968).

Атасу-Джунгарский массив

В основании видимой части разреза этого массива, как и в Улуту, устанавливается комплекс основания (сулуманакская свита зеленых сланцев и порфиритов, реже кварцитов, мощностью около 2000 м), его кварцитовый чехол (таскоралинская свита мощностью 1000 м) и преимущественно кислые вулканические толщи (алтынсынганская свита мощностью 1500–2000 м), отвечающие времени дробления этого массива (Зайцев, Филатова, 1971; Авдеев, Альперович, Вознесенский и др., 1971). Вышележащие части разреза также принадлежат к чехлу массива. Это узеньская серия вендского (?) – раннепалеозойского возраста, сложенная внизу толщей аркозовых и кварцевых песчаников, конгломератов, гравелитов, алевролитов (200–900 м), в средней части – серыми мелкозернистыми известняками с прослоями алевролитов (800–2500 м), в верхней – глинистыми, кремнистыми, известковистыми сланцами, алевролитами (200 м) и известняками (350 м).

Сходный разрез приводит А.А. Недовизин (1963) для Западного Прибалхашья. Массив разделяется на ряд поднятых (Бурунтавская, Джелтауская глыбы, Новалы-Кызылэспинский блок и др.) и опущенных (Джаркентская глыба) блоков.

Изучение гравитационных полей (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969) позволяет объединять с рассмотренным районом территорию между оз. Балхаш и Илийской впадиной и предполагать, что древний массив продолжался еще далее на восток, в районы Джунгарского Алатау.

Стратиграфия нижнепалеозойских (возможно, и более древних) толщ восточных частей Атасу-Джунгарского массива еще плохо изучена. Эти толщи обнаружены в интенсивно переработанных каледонской и варисцийской складчатостью структурах юга Джунгарского Алатау (Афоничев, 1967).

Нижнепалеозойские образования Джунгарского Алатау отлагались в спокойной тектонической обстановке: нижней части разреза присущ почти мономинеральный кварцевый состав кластического материала с примесью тонких глинистых пород, выше господствуют карбонатные, реже кремнистые осадки и тонкие глины. От источников сноса Джунгарский бассейн был, вероятно, отделен глубокими впадинами, которые улавливали почти весь обломочный материал, т.е. строение разреза близко напоминает условия, характерные для чехлов срединных массивов.

Последующая история Южно-Джунгарского антиклинория характеризуется внедрением значительного количества интрузий гранитов, перекрытых в Илийской впадине нижнесилурийскими отложениями. Одновременно протекали складчатость, сформировавшая в нижнепалеозойских отложениях линейные складки широтного простирания с наклоном крыльев в 70–80°, и сопутствующий ей метаморфизм. Степень дислоцированности и метаморфизма в целом повышается с юга на север, в направлении к центру Джунгаро-Балхашской варисцийской геосинклинальной системы.

Значительная (до 6000–7000 м) мощность нижнепалеозойских отложений, их высокая дислоцированность и метаморфизм, проявления таконского гранитоидного магматизма указывают на миогеосинклинальную природу прогиба, заложенного в раннем палеозое вдоль северной окраины Атасу-Джунгарского массива. Этот прогиб многими чертами напоминает синхронный ему прогиб Малого Каратау, который также носит черты переходного типа структур от миогеосинклинальных прогибов к чехлам срединных массивов.

В отличие от Улутауского массива и рассматриваемых ниже Муюнкумского, Иссык-Кульского, Нарынского и других, Атасу-Джунгарский массив чрезвычайно сильно раздроблен и переработан палеозойскими тектоническими движениями. Северные его части еще в позднем рифее были частично вовлечены в эвгеосинклиналиное прогибание Успенской зоны. Несколько позднее между Бурунтавской и Джильтавской глыбами заложился Сарытумский "рукав" Джалаир-Найманской геосинклинали. В конце ордовика - силуре на древнее основание и нижнепалеозойский чехол были наложены Западно-Балхашский и Илийский орогенные прогибы. С начала девона было раздроблено и погружено северо-восточное крыло Атасу-Джунгарского массива, где были заложены варисцидские структуры Акжал-Аксоранского, Токрауского и Бороталинского синклиналиев и Центрально-Джунгарского антиклиналирия.

Муюнкумский массив

К юго-западу от Атасу-Джунгарского массива отделенный от него узкой грабенообразной Джалаир-Найманской каледонской геосинклиналию расположен крупный Муюнкумский массив. Его фундамент обнаружен в трех изолированных глыбах: Чуйской, Кендыктасской, Заилийской.

Наиболее древними образованиями этого массива в низовьях р. Чу, изучавшимися М.И. Александровой и Б.И. Борсуком (1955), Н.Г. Марковой (1961), А.А. Недовизиным (1963), является гнейсовый комплекс основания видимой мощностью более 2000 м. Выше расположена свита железистых кварцитов (1000 м) и тасжарганская свита зеленых сланцев (1500 м), характер и степень метаморфизма которых позволяют сопоставлять их с карсакпайской серией Улутуа.

Выше с резким угловым несогласием лежит верхнерифейская акбастауская свита белых сахаровидных кварцитов и зеленых бластопсаммитовых сланцев, характеризующихся первично-терригенным составом и содержащих прослой голубых мраморов. Общая мощность свиты около 2000-2500 м.

Разрез завершают кварцево-полимиктовые песчаники и зеленые сланцы с линзами известняков и прослоями кремнистых и углисто-глинисто-кремнистых ванадиеносных сланцев. Мощность этой толщи около 1200-1500 м; возраст ее по сопоставлению с фаунистически охарактеризованными отложениями Чу-Илийских гор условно определяется как средне-позднекембрийский.

В горах Кендыктас основание Муюнкумского массива обнажено на юго-западных склонах и сложено нижнепротерозойским (по Бельковской и Огневу, 1964, -архейским) гнейсовым комплексом мощностью более 5000 м.

Чехол Муюнкумского массива в Кендыктасе образуют только породы ордовика (непосредственно их взаимоотношения с гнейсовым комплексом не установлены). Нижний ордовик представлен пестроцветными полимиктовыми и кварцевыми песчаниками, глинистыми сланцами, пачками известняков общей мощностью около 1200 м. Породы образуют пологие открытые складки с наклоном крыльев от 10 до 30°.

Среднеордовикские отложения заполняют изолированный прогиб, вытянутый вдоль юго-западного склона Кендыктаса и относящийся, вероятно, уже к структурам Карабалтинского геосинклиналиного прогиба Киргизско-Терской каледонской геосинклиналиной зоны. В состав чехла массива входит лишь верхняя часть среднего ордовика и верхний ордовик, сложенные красочной молассой с элементами порфиоровой формации мощностью до 3500 м. В западной части Заилийского Алатау комплекс образован гнейсами, зелеными сланцами, мраморами с прослоями и пачками в средней и верхней частях метабазитов и амфиболитов. Низы этой толщи мигматизированы, а местами переходят в анатектиты. Мощность этих образований свыше 3000 м, возраст - ранний-средний протерозой.

Раннепалеозойский чехол Муюнкумского массива в Заилийском Алатау слагается в низах курасайской свитой, представленной спилитами и зелеными

сланцами нижнего кембрия мощностью 500 м. Выше лежат средне-верхнекембрийские кремнистые и кремнисто-глинистые сланцы с линзами водорослевых рифогенных известняков, песчаников и прослоями андезитовых порфиритов и их туфов, мощностью около 900 м. Еще выше с размывом налегают среднеордовикские отложения: зеленые глинистые сланцы, алевролиты, песчаники с прослоями мраморов и спилитов общей мощностью от 400 до 1200 м, а сверху — лавобрекчии и лавы диабазовых и андезитовых порфиритов, их туфы с прослоями кремнистых сланцев, мраморов, песчаников, мощностью почти 2000 м.

* * *

Приведенный материал свидетельствует о структурном и геолого-историческом единстве всех трех рассмотренных блоков (глыб) Муюнкумского массива. В естественных геофизических полях эта область также образует определенное единство. Магнитное ее поле характеризуется невысоким уровнем и мозаичным характером, обусловленным крупными интрузиями гранитоидов в Заилийском блоке, в Кендыктасе и его погруженным северо-западном продолжении, а также в Чуйской глыбе. В поле силы тяжести повышенными аномалиями отмечаются выходы нижнего протерозоя (Чуйский, Кендыктасский). Для остальной территории Муюнкумского массива характерны мозаичные отрицательные аномалии. Л.А. Певзнер (1970) указывает, что при пересчете гравитационного поля в верхнее полупространство Кендыктасская и Чуйская глыбы вместе с расположенной между ними территорией образуют единую аномальную структуру, которая охватывает также Нижне-Чуйскую седловину и лежащую к северо-западу от Чуйской глыбы Тесбулакскую впадину Чу-Сарысуйской синеклизы. На севере Муюнкумский массив, вероятно, включает Сарысуйское поднятие, отмечаемое повышенным гравитационным и магнитным полем (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969). Это поднятие с юга обрублено продолжением Успенского глубинного разлома, а с севера примыкает к каледонским структурам Сарысу-Тенизского водораздела. Исследованиями А.М. Котлярова (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969) установлено, что для Сарысуйского поднятия и лежащих к югу областей характерны субширотные простирания локальных аномалий силы тяжести и дислокаций в среднем и верхнем палеозое. Прилегающая к ней с запада зона, ограниченная Идыгейско-Кокшетауским разломом, имеет меридиональные простирания структур. Такое же явление отмечено Ю.А. Зайцевым (1961) в южной части Сарысу-Тенизского водораздела. Это следует связывать с различными простираниями структур в разновозрастных блоках.

Иссык-Кульский массив

Иссык-Кульский (или Кунгей-Терскойский, по В.Г. Королеву) массив расположен к северу от Киргизско-Терской зоны на продолжении Муюнкумского массива, образуя единую с ним стабильную зону. От Муюнкумского массива Иссык-Кульский отделен Чон-Кеминской каледонской складчатой зоной, на восточном простирании которой лежит Заилийско-Кетменская складчатая каледонская зона. Значительная часть массива закрыта чехлом средне-верхнепалеозойских и кайнозойских пород. Эти обстоятельства сильно затрудняют его изучение. Досреднепалеозойские образования Иссык-Кульского массива представлены в основном крупными интрузиями докембрийских и раннепалеозойских гранитоидов, среди которых в виде останцов и провесов кровли сохранились вмещающие породы.

Это гнейсовый протерозойский комплекс актюэской серии мощностью более 5000 м и рифейские зеленосланцевые толщи (1500 м), образующие чехол, лежащий на гнейсовом основании (Кнауф, 1960, 1966; Королев, 1961, 1962а,б, 1970; Бакиров, Королев, 1970; Юдахин, 1970; и др.). Достоверные позднерифейские и вендские отложения на Иссык-Кульском массиве неиз-

вестны. К этому времени принадлежит, вероятно, значительная часть пород гранитоидных массивов Кунгейского и Терскейского хребтов, представленных гранодиоритами, плагиогранитами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами с абсолютным возрастом 650–500 млн. лет.

Нижнепалеозойские образования развиты на западном погруженном окончании Исык-Кульского массива. Средне-верхнекембрийские (возможно, нижнеордовикские) отложения сложены мелководными, частью пестроцветными терригенными неметаморфизованными осадками долонатинской свиты мощностью 200–400 м (Бакиров, Королев, 1970). Выше с размывом лежат ниже-среднеордовикские отложения (500 м), представленные терригенно-карбонатными породами. На них с несогласием ложится коксуйская свита среднего-верхнего ордовика, представленная у северного края массива толщей зеленых туфогенных песчаников и алевролитов с прослоями лав и туфов андезито-базальтового состава. Мощность свиты достигает 1400–1500 м.

У южного края Исык-Кульского массива средний – верхний ордовик сложен терригенными толщами мощностью до 800 м. Ордовик завершают пестроцветные конгломераты, песчаники, алевролиты и глинистые сланцы верхнего отдела мощностью до 1000 м, накопившиеся на прогнутом перед Чон-Кеминской зоной северном крае Исык-Кульского массива.

Нижнепалеозойские отложения Исык-Кульского массива образуют очень пологие крупные до 20×7 км складки с округлыми замками с наклоном крыльев $10-30^\circ$. Лишь у разломов встречаются круто залегающие породы, иногда стоящие на головах. Для Чолпонатинской антиклинали А. Бакировым установлено закономерное изменение мощностей и фаций нижнего палеозоя с крыла на свод складки, что говорит о ее конседиментационном развитии. Литологические и фациальные особенности нижнепалеозойских отложений, градиент изменения их мощностей и особенности структуры позволили А. Бакирову и В.Г. Королеву (1970) выдвинуть предположение о квазиplatformенном характере развития территории Исык-Кульского массива в кембрийском и ордовикском периодах.

Нижнепалеозойские отложения Исык-Кульского массива прорваны многочисленными интрузиями гранитов силурийского возраста. Известны здесь штоки силурийских – раннедевонских серых мелкозернистых гранитов, особенно характерные для северного склона Терскей-Алатау.

Для Исык-Кульского массива характерно мозаичное, относительно пониженное поле силы тяжести и мозаичное же, но повышенное магнитное поле (Юдахин, 1969, 1970; Кнауф и др., 1970).

Нарынский массив

Нарынский массив образует восточную половину так называемой "зоны Срединного Тянь-Шаня". С севера линия Николаева отделяет его от Каратау-Таласской и Киргизско-Терскейской зон каледонид Северного Тянь-Шаня. С юга он ограничен от варисцид Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системы Атбашинским разломом. Современные очертания Нарынского массива вторичные, обусловленные каледонскими и варисцидскими структурами. Первоначально он относился к северной части Таримского срединного массива и имел общий с ним нижнепалеозойский чехол (Королев, 1960, 1961; и др.). В позднерифейское время Нарынский массив представлял собой периферический краевой вулканический пояс Таримского массива. В раннем палеозое его развитие протекало уже под влиянием каледонид Казахстана и Северного Тянь-Шаня: вместе со структурами Улутау, Большого Каратау и Чаткала он образует единую Чаткало-Нарынскую зону, или Срединный Тянь-Шань. Однако от Чаткала и более западных частей Нарынский массив отличается высоким стоянием фундамента и накоплением отложений скорее квазиplatformенного, чем многогеосинклинального типа. С началом варисцидской эпохи южнее Атбашинского разлома зак-

ладывается Южно-Тянь-Шаньская варисципийская геосинклиналиная система, окончательно разделившая Нарынский и Таримский массивы.

В досреднепалеозойской структуре Нарынского массива, по данным В.Г. Королева, четко различаются ранне-среднепротерозойский комплекс основания, верхнерифейский орогенный комплекс и нижнепалеозойский платформенный чехол. Комплекс основания образован интенсивно дислоцированными и метаморфизованными толщами, прорванными интрузиями гранитов. Орогенный комплекс представлен в низах порфировой формацией, далее сероцветной молассой и кремнисто-сланцевой формацией и заполняет грабенообразный прогиб глубиной до 3000 м и более. Складчатые дислокации в этом прогибе относительно слабые. Нижний палеозой сложен карбонатной и кремнисто-сланцевой формациями кембрия и нижнего ордовика и молассовой формацией среднего-верхнего ордовика суммарной мощностью до 3000 м в унаследованных с позднего рифея прогибах. Для нижнепалеозойского комплекса характерны крупные конседиментационные складки с наклоном крыльев к началу девона в 10-20° (Тахталыкский прогиб). На многих же участках Нарынского массива ордовикские отложения к началу девона остались вообще не дислоцированными, и девон ложится на верхний ордовик с параллельным несогласием.

По характеру естественных геофизических полей Нарынский массив близок к Иссык-Кульскому массиву и Кендыктасской глыбе (Кнауф и др., 1970).

Южно-Тургайский массив

Южно-Тургайский массив перекрыт чехлом мезозойских и кайнозойских отложений мощностью до 1500-2000 м. Под ним буровыми и геофизическими работами установлено почти сплошное распространение карбонатных толщ фанена-нижнего карбона и красноцветных моласс среднего-верхнего девона. Выходы нижнепалеозойских отложений на предмезозойскую эрозионную поверхность отмечены (Геология СССР, 1971б) только в узкой полосе вдоль Севастопольского разлома, где они представлены зелеными сланцевыми толщами. В центральных и восточных частях массива известны зеленоцветные и пестроцветные терригенные осадки среднего-верхнего (?) ордовика, аналогичные одно-возрастным свитам Байконурского синклиория.

Для территории массива характерны округлые отрицательные гравитационные аномалии, ограниченные градиентными зонами вдоль Севастопольского и Амангельдинского разломов. Это отрицательное поле на севере постепенно смыкается с отрицательными гравитационными аномалиями древнего Кокчетавского массива. Особенно характерно совершенно спокойное отрицательное магнитное поле, свойственное прилегающим к нему древним массивам Кокчетавскому и Улутаускому и свидетельствующее об отсутствии магнитоактивных магматических пород в фундаменте территории. Кровля досреднепалеозойских отложений сейсмическими работами, проведенными в Южном Тургае в ограниченном количестве, не устанавливается.

Весьма существенным обстоятельством, обуславливающим выделение этого массива, является то, что его территория со всех сторон обтекается зонами инейных аномальных полей, свойственных каледонским геосинклиналиным структурам (Тургайская зона каледонид и Байконурский синклиорий).

Сырдарьинский массив

Сырдарьинский древний массив расположен в низовьях р.Сырдарьи и в пустыне Кызылкум. Он распадается на ряд крупных глыб. На северо-западе лежит Джусалинская глыба, для которой характерно хаотичное, относительно повышенное гравитационное поле и спокойное отрицательное магнитное поле. Высокие (до 6,6 км/сек) граничные скорости волн, преломленных на поверхности

домезозойских образований, говорят о том, что местами древние метаморфические толщи выходят на предмезозойскую эрозионную поверхность (Кунин, 1968).

Вторая глыба древних, вероятно, докембрийских метаморфизованных пород (Арысская) расположена вдоль среднего течения р. Сырдарья, к юго-западу от структур Большого Каратау. Для нее характерно спокойное отрицательное магнитное поле. Гравитационное поле на севере повышено (Чаулинчинский блок). Локальные аномалии его имеют меридиональное простираие, как и отмечаемые здесь магнитные аномалии Чаулинчинской группы. Эти поля связываются с повышенным залеганием метаморфических докембрийских пород, имеющих меридиональное (улутауское) простираие (Кунин, 1968). С этими явлениями коррелируются выходы метаморфических пород на сопке Чаулинчи и вблизи от нее. Гравитационное поле южной части Арысской глыбы заметно понижено в связи с глубоким погружением докембрийского цоколя в палеозойское время.

Геологические доказательства существования Джусалинской и Арысской древних глыб весьма ограничены. Палеогеографические условия накопления осадочных и ванадиеносных вендских и нижнекембрийских толщ Большого Каратау (см. ниже) свидетельствуют о том, что они отлагались в узком удлинненном, возможно, некомпенсированном глубоководном прогибе, ограниченном с востока древними поднятиями докембрия (Анкинович, 1961). В этом случае следует ожидать существования аналогичных древних поднятий и с западной стороны Каратауского прогиба — на месте Арысской глыбы, откуда, по В.В. Галицкому (1967), осуществился снос. Возраст складчатости этих древних структурных элементов, вероятнее всего, позднерифейский.

Бельтауский массив

В юго-восточном Приаралье выделяется Бельтауская глыба (Гарейский, Шрайбман, 1960). Палеозойские образования здесь вскрыты девятью скважинами на глубинах 500–800 м и в восьми из них представлены серыми и розовыми гранодиоритами, реже гранитами и кварцевыми диоритами позднепалеозойского возраста. В скв. 20–П лейкократовые граниты имеют абсолютный возраст 285 млн. лет (Князев и др., 1970), в скв. 22–П гранодиориты — 240 млн. лет, в скв. 24–П диориты — 340 млн. лет. Одна из скважин вскрыла темные, сильно измененные, предположительно нижнекаменноугольные андезитовые порфириты. По особенностям сильно повышенного магнитного поля здесь предполагается широкое развитие гранитоидов, образующих в целом гигантскую интрузию, в провесах кровли которой сохранились эффузивы нижнего карбона. Поле силы тяжести здесь заметно повышенное, что противоречит широкому развитию гранитоидов, характеризующихся, как правило, отрицательными локальными гравитационными аномалиями. Остается предполагать, что под покровом нижнего карбона и прорывающих его пластообразных интрузий гранитоидов к поверхности приближены плотные метаморфические породы докембрия.

Эти предположения находятся в соответствии с тектоническими построениями. Бельтаускую глыбу с трех сторон окружают варисцийские складчатые системы. Создается впечатление, что развитие геосинклинальных прогибов варисцид Южного Тянь-Шаня на северо-запад от Букантау было остановлено жесткой глыбой Бельтау. Других объяснений той поразительной "петле", которую образуют здесь варисциды, по-видимому, не существует.

В западной половине Туранской плиты геосинклинальный фундамент погружен под мощным чехлом мезозойских и кайнозойских платформенных и палеозойских эпигеосинклинальных образований. Однако районирование естественных геофизических полей вкупе с данными сейсмических исследований позволяет выделить здесь ряд районов, характеризующихся в плане угловатыми изометричными или мидалевидными очертаниями, в пределах которых гравитационные и магнитные аномалии носят мозаичный характер подобно тому, как это

свойственно докембрийским массивам в восточной половине Туранской плиты, в Казахстане и Тянь-Шане (Гарецкий; Шрайбман, 1960; Вольвовский и др., 1966; Годин, 1969; Куинн, 1971). Всего на западе и юге Туранской плиты выделяется четыре древних массива: Северо-Устюртский, Южно-Мангышлакский, Кара-Богазский и Каракумо-Байсунский.

Северо-Устюртский массив

Северо-Устюртский массив расположен в северо-западной части Туранской плиты. От фундамента древней Восточно-Европейской платформы его отделяет Южно-Эмбенская варисциальная складчатая зона, строение которой рассмотрено Р.Г. Гарецким, Р.Б. Сапожниковым (1970). Этот массив в плане образует гигантский треугольник, площадь которого составляет 150 тыс. км². Массив характеризуется малоинтенсивным, преимущественно отрицательными гравитационным и магнитным аномальными полями, которые осложнены изометричными, относительно небольшими по площади положительными и отрицательными локальными аномалиями, придающими полю макромозаичный характер, отличный от гравитационного и магнитного полей окружающих его зон палеозойской складчатости.

Наиболее четко фиксирующимся преломляющим горизонтом в пределах Северо-Устюртского массива является горизонт T_{ϕ} с $V_{\Gamma} = 6,0-6,2$ км/сек (Гарецкий, Сапожников, 1970), который приурочен к поверхности интенсивно дислоцированных и метаморфизованных пород фундамента. При этом стабильность по площади значений граничных скоростей волн t_{ϕ} , осложнения волновой картины которых приурочены в основном к зонам тектонических нарушений, указывают на относительную однородность физических свойств пород, слагающих фундамент, и на их значительную уплотненность.

Породы фундамента Северо-Устюртского массива вскрыты единственной скважиной Коскала-1, пробуренной на Коскалинском поднятии. Здесь на глубине около 3 км непосредственно под среднеюрскими отложениями, были обнаружены графит-хлорит-мусковитные сланцы, метаморфизованные в фации зеленых сланцев и претерпевшие диафорез. Возраст этих образований на основании их регионального метаморфизма и сравнения с допалеозойскими толщами Кызыл-Кумов и Южного Тянь-Шаня определяется как рифейский (Князев и др., 1970)¹.

К кровле описанных рифейских пород фундамента на VII профиле КМПВ, по данным Р.Б. Сапожникова, непосредственно привязывается сейсмический преломляющий горизонт T_{ϕ} (рис. 2), что позволяет на всей территории Северного Устюрта отождествлять этот преломляющий горизонт с поверхностью рифейского метаморфического фундамента.

Следует отметить, что горизонт, близкий по сейсмической характеристике преломляющему горизонту T_{ϕ} , прослеживается и в Прикаспийской впадине, где он отождествляется с поверхностью докембрийского фундамента. Однако этот преломляющий горизонт в Прикаспийской впадине характеризуется несколько более высокими значениями скоростей (6,2-6,6 км), чем аналогичный горизонт на Северном Устюрте; смена граничных скоростей происходит примерно в зоне Южно-Эмбенского разлома.

Данные сейсморазведки и результаты анализа естественных геофизических полей позволяют выделить в фундаменте Северо-Устюртского массива ряд крупных изометричных блоков, характеризующихся определенным магнитным и гравитационным полями, различными глубинами залегания поверхности фундамента

¹ Такая трактовка возраста рассматриваемых пород подтверждается их сходством с кристаллическими сланцами, вскрытыми на Сарыкамьшском выступе Курганской скважины, рифейский возраст которых установлен К-Аг методом.

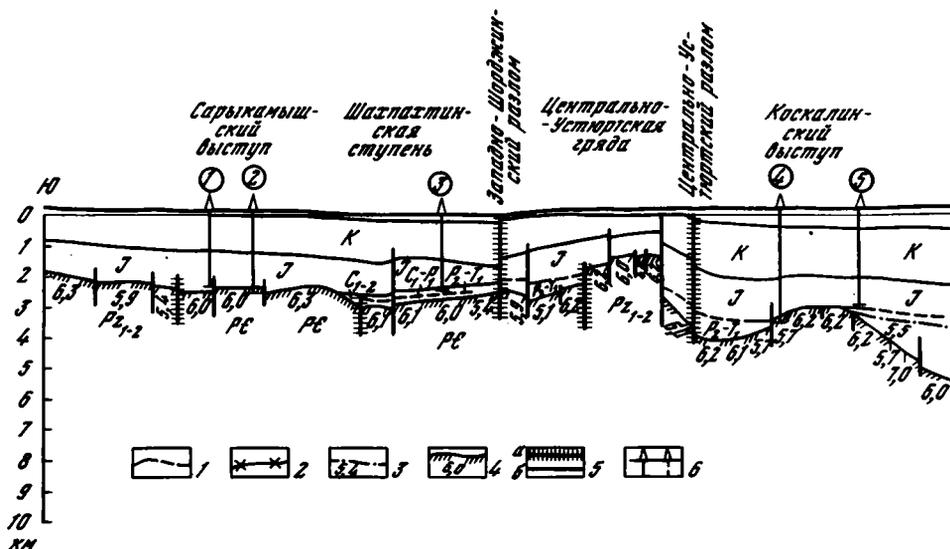


Рис. 2. Схематический геолого-геофизический профиль восточной части Северо-Устьюртского массива (по профилям КМПВ IX, VII, XI). Составили Л.Г. Кирюхин и Р.Б. Сапожников

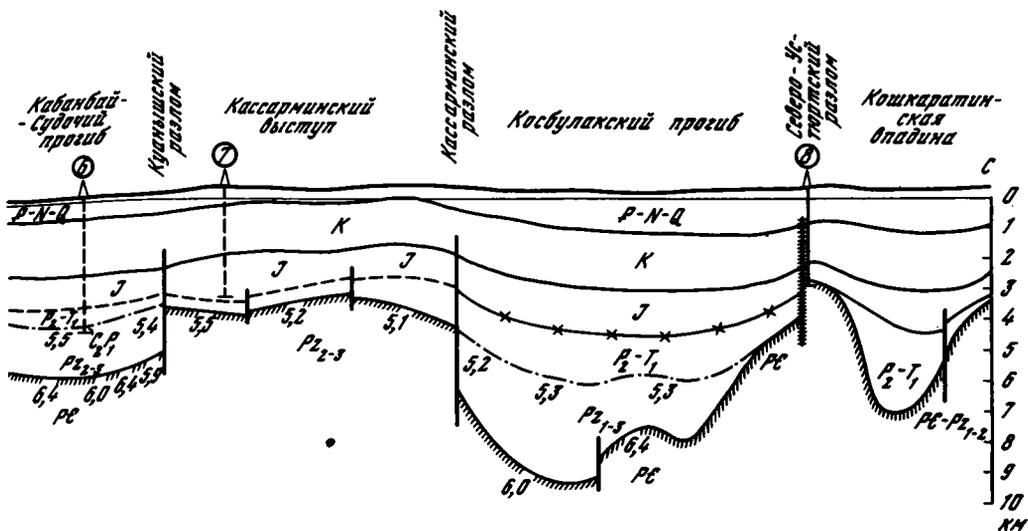
1 – геологические границы по данным бурения и сейсморазведки уверенные и предполагаемые. Сейсмические горизонты (цифры под горизонтами – значения граничных скоростей, в км/сек: 2 – T_2 (вблизи кровли P_2-T_1),

и разграничивающихся региональными разломами. Важнейшими являются две системы кулисообразно подставляющих друг друга разломов, проходящих в субмеридиальном и субширотном направлениях почти через всю территорию Северо-Устьюртского массива. Система субмеридиальных разломов состоит из Донгузтауского и Западно-Барсакельмесского разломов, продолжающихся далее на юге до Кызыларвата и представляющих собой часть Урало-Кызыларватского линеймента (Гарецкий, Шрайбман, 1960). Эти разломы делят Северо-Устьюртский массив на две части, отличающиеся, как показано было выше, различной характеристикой гравитационного и магнитного полей, а также простиранием и морфологией палеозойских и мезозойско-кайнозойских структур.

Субширотная система разломов представлена двумя звеньями Белеулинского разлома: его восточная ветвь называется В.П. Гавриловым (1970) Теренкудукским, а западная – Каратыюлейским разломом.

По кровле фундамента Северо-Устьюртского массива (сейсмический горизонт T_{ϕ}) выделяется ряд приподнятых и опущенных блоков, частично ограниченных упомянутыми региональными разломами. Кровля фундамента на поднятых блоках расположена на глубинах от 2,5–3 до 4–6 км; в опущенных блоках она погружается на 7–12 км. Среди поднятий важнейшими являются Яркимбайское, Кассарминское, Коскалинское, Северо-Бузачинское. Их форму и очертания можно видеть на рис. 3. Опущенные структурные элементы образуют две слож-

Опущенные структурные элементы образуют две сложные системы прогибов: Бейнеуско-Самскую и Барсакельмесскую. К ним принадлежит также Косбулакский и Судочий прогибы. Последний лежит на востоке массива и имеет меридиальное (уральское) простирание. Перечисленные поднятия и прогибы в значительной мере унаследованы мезозойским платформенным чехлом, однако отмечается и определенная перестройка структур.



3 - T_3 (кровля доверхнепермских образований), 4 - T_ϕ (поверхность фундамента); 5 - разрывные нарушения: а - краевые швы и важнейшие региональные, б - прочие; 6 - буровые скважины, стоящие на профиле и снесенные (цифры в кружках): 1 - Агыныш-1; 2 - Курганская-1, 3 - Ассакеаудан-3, 4 - Коскала-1, 5 - Барсакельмес-1, 6 - Каракудук-1, 7 - Кabanбай-1, 8 - Аккулковская-2

Южно-Мангышлакский массив

Этот массив лежит в западной части Туранской плиты и в плане имеет вид вытянутого в субширотном направлении параллелепипеда, длина которого 500 км, ширина 100-130 км. Северным ограничением Южно-Мангышлакского массива служит киммерийское складчатое сооружение Горного Мангышлака и варисийские структуры Центрально-Устьюртской зоны. На юге по Южно-Устьюртскому разлому массив граничит с Туаркырской варисийской системой и Каракум-Байсунским массивом. За восточное ограничение Южно-Мангышлакского массива условно принимается Шорджинская ветвь Кызыларватского линеймента. На западе рассматриваемый массив погружается под воды Каспийского моря.

Магнитное поле Южно-Мангышлакского массива спокойное, слабозмущенное, с незначительными величинами горизонтальных градиентов ΔT (Куниш, Коробкин, 1971). Следует отметить, что такое же магнитное поле характерно и для района Горного Мангышлака. Горно- и Южно-Мангышлакский минимумы ΔT по своим характеристикам четко обособляются от окружающих регионов. От Северо-Устьюртского минимума они отделяются Долгенецко-Караманским максимумом, от аномалий Туаркыра - линией Южно-Устьюртского разлома. Гравитационное поле Южно-Мангышлакского массива мозаично и состоит из небольших по размерам и интенсивности аномалий, обособляющихся как от гравитационных аномалий Горного Мангышлака, так и Туаркыра.

С поверхностью фундамента в Южно-Мангышлакском прогибе отождествляется группа преломленных волн t_ϕ , которая по динамическим и кинематическим признакам в его западной части подразделяется на две разновидности - t_ϕ^I и t_ϕ .

Преломленная волна t_ϕ^1 регистрируется на территории Жетыбай-Узеньской и Кокумбайской ступеней, так же, как и в структурах, расположенных севернее,

уже в пределах киммерийского прогиба Горного Мангышлака: Беке-Бешкудукском валу и Чакырганском прогибе. Граничные скорости этой волны по профилям, ориентированным с юго-запада на северо-восток, т.е. вкrest основным структурным элементам, равны 5,2–5,7 км/сек, на профилях широтного направления (по простиранию основных структур) – 5,6–6,0 км/сек. Уверенная привязка преломляющего горизонта t_{ϕ}^I не выполнена. Н.Я. Куни и Л.М. Коробкин (1971) высказывают два предположения: либо это поверхность допермского фундамента, либо – поверхность внутри пермо-триаса, отделяющая комплекс пород, дислоцированных в такой степени, что их упругие параметры подобны упругим параметрам пород, слагающих фундамент.

Преломленная волна t_{ϕ} установлена на остальной территории Южно-Мангышлакского массива, ее граничные скорости, как правило, равны 5,6–6,0 км/сек. Р.Б. Сапожников, переинтерпретировав имеющиеся материалы по профилю КМПВ-IX, выполненному Узбекским геофизическим трестом, установил, что выделяющаяся в восточной части Южно-Мангышлакского профиля волна t_{ϕ} по своим динамическим и кинематическим параметрам идентична волне t_{ϕ} Северо-Устюртского массива (см. рис.2). По данным скв. Курганская-1, пробуренной в западной части Сарыкамышской седловины, уже в пределах северной части Каракумо-Байсунского массива, эта волна стратифицируется как поверхность метаморфизованных рифейских пород кристаллического фундамента. Здесь под розовыми гранитами в интервале глубин 2434–2440 м были подняты зеленые двуамфиболовые сланцы.

Структура породы порфиробластовая, с гранолепидобластовой структурой основной ткани. Текстура сланцевая. Порфиробласты размером от 0,5 до 1 мм представлены изометричными кристаллами тремолита и сильно измененными, корродированными полевыми шпатами с неровными ограничениями кристаллов (30%). Основная ткань пород сложена бесцветными и слабоокрашенными призмами тремолита и актинолита (30%), линзовидными скоплениями мелких (0,2–0,3 мм) призматических зерен цоизита (20%) и буроватыми, частично хлоритизированными чешуями биотита (10%). В небольшом количестве присутствует кварц (5%), слагающий мелкозернистые агрегаты. Отмечаются зернистые скопления сидерита размером 0,3–0,5 мм (5%). Сланцеватость выражается в ориентированном расположении кристаллов актинолита, тремолита, чешуек биотита и линз кварца. Породы метаморфизованы в эпидот-амфиболитовой фации со слабым диафорезом (хлоритизация биотита)¹.

Определение абсолютного возраста сланцев, выполненное К-Аг методом в лаборатории ядерных и изотопных методов анализа ВИМСа А.И. Пантелеевым, дало цифры 585 ± 25 млн. лет. Эти данные, таким образом, указывают на байкальский возраст фундамента по крайней мере значительной части как Каракумо-Байсунского, так и Южно-Мангышлакского массива.

Поверхность фундамента Южно-Мангышлакского массива образует крупный Южно-Мангышлакский желоб. Его широкое северное крыло представляет собой систему ступеней: Жетыбай-Узеньскую, Кокумбайскую, Шахпахтинскую, в пределах которой фундамент погружается от 3,5–4 до 5–6 км. Глубина осевой части желоба (Сегендыкский, Жазгурлинский, Ассакеауданский прогибы) 7–9 км Южный борт Южно-Мангышлакского желоба относительно короткий и крутой.

Сравнивая структуру поверхности фундамента осевой зоны Южно-Мангышлакского желоба со строением его северного крыла, Н.Я. Куни и Л.М. Коробкин (1971) приходят к выводу, что в осевой зоне наблюдается поперечная зональность, тектонические элементы не имеют единого простирания, отличаются относительно изометричными формами и отделены друг от друга срав-

¹ Петрографическое описание пород выполнено О.А. Карцевой.

нительно пологими флексурами и седловинами. Сопоставление рельефа поверхности фундамента осевой зоны со структурными картами по III отражающему горизонту (подошва неокома) и картами аномалий Δg и ΔT указывает на резкое несоответствие структурных планов поверхности фундамента и подошвы готерива и на отсутствие корреляции между глубиной залегания фундамента и аномалиями силы тяжести (Кунин, Коробкин, 1971).

Среди структур северного крыла желоба наблюдается продольная зональность, все структуры рельефа имеют четкое северо-западное простирание, отделены друг от друга разрывами и отражаются в структурах осадочного чехла и гравитационных аномалиях.

Кара-Богазский массив

Кара-Богазский массив расположен в юго-западной части Туранской плиты. По характеристикам естественных геофизических полей массив разделяется на две зоны. Северная (Центрально-Кара-Богазская) характеризуется положительным гравитационным полем и переменным магнитным с минимумами и максимумами, расположенными мозаично. Второй зоне (Южно-Кара-Богазско-Красноводской) присуще отрицательное гравитационное поле, аномалии которого вытянуты в северо-северо-западном направлении.

Поверхность фундамента Кара-Богазского массива уверенно выделяется на всех профилях КМПВ, где в ней отождествляется преломляющий горизонт с $V_T = 5,4-5,6$ км/сек.

Породы фундамента южной зоны Кара-Богазского массива обнажены в районе Кубадага. Здесь они представлены интрузивными и эффузивными породами, в которых выделяются четыре комплекса: 1) плагиогнейсы и гранито-гнейсы, инъецированные биотитовыми гранитами, возраст которых К-Аг методом определен в 350 млн. лет (Шах-Адам); 2) роговообманковое габбро и биотитовые граниты (Шах-Адам, Кубадаг, Даг-Ада); 3) липаритовые порфиры и их туфы (Шах-Адам и Карадаг); 4) плагиоклаз-авгитовые порфиры, лейкократовые граниты, дацитовые порфиры (Худобина, 1961; Князев и др., 1970).

Еще севернее, на Прикарабогазской косе скв. Карши-1, вскрыты порфироподобные биотитовые граниты с абсолютным возрастом 440 млн. лет, а в скв. Карши-2 – дацит-порфиритовые туфолавы и кварциты. В скв. Карши-3 вскрыты амфиболовые сланцы, которые на основании их амфиболитовой или эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма отнесены к нерасчлененным докембрийским образованиям (Князев и др., 1970).

Результаты бурения показывают, что в пределах Карабогазского свода в кровле фундамента преимущественным распространением пользуются гранитоиды, возраст которых, по данным геохронологии, колеблется от силурийского (440 млн. лет) до каменноугольного (302 млн. лет). Формирование этих гранитоидов, таким образом, следует связывать преимущественно с каледонской эпохой тектоно-магматической активности.

Что касается резких различий, наблюдающихся в геофизических полях северной и южной частей Кара-Богазского свода, то данные бурения позволяют предположить, что они вызваны плотностной и петрографической неоднородностью более глубоко залегающих пород фундамента и варисийской тектоно-магматической переработкой южного края массива.

По поверхности фундамента Кара-Богазскому массиву соответствует одноименный свод, значительная часть которого оконтуривается изогипсой поверхности 1 км. По северо-восточной (Порсокупский прогиб) и южной (Предкубадагская синклинальная зона) периферии свода глубины до поверхности фундамента увеличиваются до 2 км. При этом в Порсокупском прогибе породы фундамента, вероятно, перекрываются терригенными и терригенно-эффузивными образованиями позднего палеозоя-триаса.

Каракумо-Байсунский массив охватывает обширную территорию Северо-Восточной, Восточной и Южной Туркмении, а также продолжается в Таджикистан. На западе он ограничен варисцидами Туаркыра, на севере по Южно-Устюртскому разлому граничит с Южно-Мангышлакским массивом, а по Хоскудукскому разлому – с варисцидами Центрального Устюрта. На северо-востоке и востоке рассматриваемый массив ограничивается варисцидами Бухаро-Гиссарской зоны, на юге – складчатыми сооружениями Альпийско-Гималайского пояса.

Каракумо-Байсунский массив в целом характеризуется изометричными мало интенсивными магнитными и гравитационными аномалиями. Последние в Таджикской депрессии становятся интенсивными и линейными, отражая эпиплатформенные орогенические структуры. Имеющийся фактический материал показывает, что фундамент Каракумо-Байсунского массива разбит на ряд крупных блоков, одни из которых резко приподняты и интенсивно гранитизированы (Каракумский), другие – глубоко погружены (Амударьинский).

Структура поверхности фундамента Каракумо-Байсунского массива изучена еще слабо в связи с редкой сетью профилей КМПВ. На них с поверхностью фундамента отождествляется преломляющий горизонт T_6 (А.Е. Старобинец, М.Е. Старобинец, 1964; Старобинец, 1966, 1967, 1969). Волна t_6 прослеживается на всех профилях КМПВ и является самой интенсивной из всех зарегистрированных волн. Граничные скорости волны t_6 изменяются в больших пределах – от 5,6 до 7,0 км/сек. Стратиграфическая привязка преломляющего горизонта T_6 была первоначально произведена в скважинах, вскрывших породы фундамента на Центрально-Каракумском своде, а затем в районах Бухарской и Чарджоуской ступеней. Положение этого горизонта на сейсмических профилях удовлетворительно совпало с кровлей вскрытых скважинами пород фундамента.

Скважины, вскрывающие породы фундамента Каракумо-Байсунского массива, расположены преимущественно на Центрально-Каракумском своде. За его пределами фундамент вскрыт всего одной Курганской скважиной на Сарыкамьшском выступе.

На Каракумском своде наиболее широко распространены гранитоиды, абсолютный возраст которых равен 302–425 млн. лет (Князев и др., 1970).

Кроме гранитоидов, некоторые скважины в пределах Центрально-Каракумского блока вскрыли светло-серые, серые, темно-серые или почти черные песчаники и алевролиты с серицит-хлорит-кремнистым и кремнисто-слюдистым цементом; темно-серые, почти черные углисто-серицит-хлорит-кремнистые и углисто-кремнисто-биотитовые сланцы; темно-серые, почти черные пироксеновые роговики; серые и темно-серые фельзит-порфиры, андезитовые, андезит-дацитовые, плагиоклазовые порфиры¹, их туфы и туфолавы. Эти породы регионально метаморфизованы в мусковит-хлоритовой субфации фации зеленых сланцев. Их возраст условно считается позднесилурийско-раннедевонским. При этом формирование описанных образований В.С. Князев и др. (1970) связывают с развитием палеозойских геосинклинальных прогибов в соседних с Центрально-Каракумским сводом регионах. В частности, по нашему мнению, формирование описанных толщ вполне можно связать с развитием варисцид Туаркыра. Однако не исключено, что в породы фундамента частично "попали" терригенные квазиплатформенные отложения чехла Каракумо-Байсунского массива, измененные до метаморфических песчаников и сланцев в результате воздействия каледонско-герцинских гранитоидов.

¹ Среди порфиритов отмечаются зеленокаменно-измененные, нередко расслаиваемые разноности (Князев и др., 1970).

Результаты бурения многочисленных скважин и данные сейсморазведки показывают, что в рельефе фундамента Центрально-Каракумский блок выделяется как крупное сводовое поднятие (длина 280 км, ширина 150 км), оконтуривающееся изогипсой поверхности фундамента – 3,5 км. Свод осложнен рядом сравнительно небольших как по размерам, так и по амплитуде поднятий и прогибов, а также многочисленными разрывными нарушениями.

К северо-западу от Центрально-Каракумского свода за неглубокой седловидной расположен Сарыкамьшский выступ, где, как указывалось выше, непосредственно под юрскими отложениями на Курганской площади вскрыты рифейские кристаллические сланцы; выступ оконтуривается изогипсой поверхности фундамента – 2,5 км.

На остальной обширнейшей территории Каракумо-Байсунского массива нет ни одной скважины, вскрывшей породы фундамента. Имеются лишь сведения о структуре его поверхности, которые базируются исключительно на данных сейсморазведки КМПВ.

Важнейшими структурными элементами Каракумо-Байсунского массива, кроме Центрально-Каракумского свода, являются лежащий к северу от него глубиной до 7 км Дарьялык-Дауданский прогиб и Амударьинская депрессия. В последней поверхность фундамента на бортах лежит на глубине 3–6 км, в осевой зоне – до 10–15 км.

В центральной ее части выделяется Хивинский меридиональный грабен, ограниченный Беурдешикским и Хорезм-Еланским разломами амплитудой до 4 км. К востоку от него лежит Заунгузская ступень. В южной части депрессии расположена Мургабская впадина, осложненная Северо-Карабильским грабеном (до 13 км). Крупные разрывы пересекают в меридиональном и широтном направлениях фундамент Амударьинской депрессии, обуславливая формирование ряда структурных элементов в вышележащем эпигеосинклинальном комплексе палеозойско-триасового возраста.

* * *

Изложенный материал, характеризующий строение фундамента древних массивов, показывает, что они различаются по размерам, форме, степени погруженности, магматизму и т.д.

По занимаемой площади Каракумо-Байсунский массив можно отнести к категории наикрупнейших, Северо-Устюртский – к крупным, Южно-Мангышлакский и Сырдарьинский – к средним, Бельгауский, Кара-Богазский, Центрально-Каракумский – к мелким.

По степени погруженности массивы можно разделить на глубоко погруженные (Северо-Устюртский, Амударьинская часть Каракумо-Байсунского, Южно-Мангышлакский), поверхность фундамента которых залегает на глубинах от 5 до 9 км и более; умеренно погруженные (Сырдарьинский, Южно-Тургайский), фундамент которых погружен до 3–5 км, и приподнятые (Центрально-Каракумский, Кара-Богазский и Бельгауский), характеризующиеся глубинами до поверхности фундамента в 1–3 км и интенсивным проявлением палеозойского гранитоидного магматизма (Гарецкий, Кирюхин, 1972).

КАЛЕДОНСКАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ СИСТЕМА

Как ясно из предыдущего изложения, к началу позднего рифея на рассматриваемой территории почти повсеместно (за исключением только северо-восточной части Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы) сформировалась гранитная кора, представленная глубоко метаморфизованными толщами протерозоя, прорванными во многих местах интрузиями гранито-гнейсов и гранитов.

С началом позднего рифея, вероятно, начался распад древнего массива на отдельные поднятые и опущенные блоки. На опущенных блоках (еще в раннем – среднем рифее на них откладывался чехол повышенной мощности)

были заложены прогибы миогеосинклинального типа, испытавшие инверсию и складчатость либо в конце рифея (байкальские складчатые зоны), либо в конце ордовика (каледонские миогеосинклинали). В зонах многих глубинных разломов (Джалаир–Найманского, Центрально–Терской, линии Николаева, Атакуйского и ряда других) произошло раздвигание частей древнего массива: здесь заложилась (возможно, на обнажившейся поверхности подкорковых слоев) эвгеосинклинальные зоны, сопровождаемые офиолитовыми поясами. Эвгеосинклинальные серии перекрыли прилегающие части древнего массива и вдоль расколов меньшей глубины распространились на его широкие пространства по простиранию эвгеосинклинальных каледонских зон.

Строение каледонских и байкальских складчатых сооружений изучено в Северном Тянь–Шане и на западе Центрального Казахстана. Здесь они образуют закономерно построенную каледонскую Казахстано–Тянь–Шаньскую геосинклинальную систему, распадающуюся на ряд геосинклинальных зон, состоящих, в свою очередь, из отдельных геосинклинальных прогибов и геоантиклинальных поднятий. Геосинклинали и геоантиклинали в ходе складчатости были преобразованы в различные складчатые зоны, синклиории и антиклиории.

Байконур–Каратау–Чаткальская миогеосинклинальная зона

На юге и западе Казахстано–Тянь–Шаньской каледонской геосинклинальной системы дугой проходит внешняя миогеосинклинальная Байконур–Каратау–Чаткальская зона (см. рис. 1). Она целиком лежит на древнем метаморфическом фундаменте и состоит с севера на юг из следующих частей: Калмыккульского синклиория, Джаркаинагачского антиклиория, Байконурского синклиория, синклиория Большого Каратау и сложно построенной Чаткальской складчатой подзоны.

Разрез Калмыккульского синклиория и Джаркаинагачского антиклиория носит многие существенные черты разрезов эвгеосинклинального типа (Минервин и др., 1971). Объединение его с Байконур–Каратау–Чаткальской зоной производится только на основании прямого соединения рассматриваемых структур с северным продолжением Байконурского синклиория.

Для территории Джаркаинагачского антиклиория и Калмыккульского синклиория характерны положительные гравитационные и магнитные аномалии линейной конфигурации, что хорошо увязывается с характером толщ, слагающих эти структурные элементы. Простирания аномалийных зон согласуются с простиранием складчатых структур и описывают дугу, обращенную выпуклостью к северо–западу. На юго–западе оба описанных структурных элемента соединяются с Байконурским синклиорием. От Кокчетавского массива Калмыккульский синклиорий отделен четкой гравитационной ступенью. Граница с Улутауским массивом в естественных полях не выражена и носит, вероятно, постепенный характер. Наметить ее положение невозможно, так как она закрыта средне–верхнепалеозойскими отложениями.

Нижний палеозой Джаркаинагачского антиклиория и Калмыккульского синклиория образует систему линейных складок с наклоном крыльев 50–75°.

В пределах обоих структурных элементов достаточно широко распространены интрузии гранитоидов крык–кудукского комплекса, сформированные в конце ордовика – начале силура.

Байконурский синклиорий протягивается в меридиональном направлении между Южно–Тургайским массивом с запада и Улутауским массивом с востока. Последние данные о строении его разреза приведены в работе Ю.А.Зайцева и Т.Н.Херасковой (1971).

Верхнерифейские и нижнепалеозойские толщи Байконурского синклиория смяты в линейные складки меридионального простирания с наклоном крыльев в 40–60°. Замки складок острые, местами округлые. В южных частях синк-

ливория намечается слабый поворот складок в юго-юго-восточном направлении на смыкание со структурами Большого Каратау (Книппер, 1963).

В Байконурском синклинории вблизи от его восточного крыла известен ряд мелких массивов позднеордовикских диоритов и гранодиоритов, аналогичных гранитоидам крык-кудукского комплекса Улутауского массива. Для большей части территории синклинория интрузивные породы не характерны.

Байконурский синклинорий отличается аномальными полями (линейной конфигурации и меридиональных простираний) невысокой интенсивности. В магнитном поле четкое отражение находят лишь поля распространения эффузивов позднего ордовика и интрузии диоритов крык-кудукского комплекса вдоль восточной границы синклинория. Аналогичные аномальные зоны хорошо прослеживаются к северу вплоть до погружения Улутауского массива, где они испытывают плавный дугообразный поворот до северо-северо-западных простираний и смыкаются с аномальными полями Калмыккульского синклинория и Джаркаинагачского антиклинория. Сходство разрезов нижнего палеозоя всех этих трех структурных элементов также свидетельствует в пользу их взаимных переходов.

Каледонские структуры Большого Каратау и Чаткала возникли на месте каледонского мигеоинклинального прогиба, заложившегося в позднем рифее вдоль Каратау-Таласского разлома на границе Сырдарьинского массива и погруженного южного продолжения Улутауского массива. Складчатые структуры этого района обнажены в хр. Большой Каратау, в горах Джебаглы, в Майдантальском, Сандалашском и Чаткальском хребтах. Поразительное единство разрезов верхнего рифея и нижнего палеозоя Байконурского синклинория, синклинория Большого Каратау и Чаткальской подзоны, а также северных частей Нарынского массива свидетельствует о палеогеографическом и тектоническом единстве этой гигантской дуги, которую В.Г.Королев проследил еще далее на восток, в пределах Китая.

Для рифейских образований в Большом Каратау характерны линейные, часто изоклинальные складки, параллельные Каратаускому разлому (Галицкий, 1967). Вендские и нижнепалеозойские отложения образуют одноименный синклинорий и дислоцированы несколько слабее: линейные сжатые складчатые структуры присутствуют только вблизи от Каратауского разлома: к западу они сменяются относительно пологими открытыми складками. Каледонские структуры сильно осложнены интенсивными варисцидскими дислокациями и не всегда могут быть выделены. Девонские образования ложатся на верхний ордовик обычно несогласно: на отдельных участках несогласие скрытое.

Разрез Сандалашского и Чаткальского хребтов в основных своих чертах близок к разрезу Большого Каратау. Заметно отличается лишь довендская часть разреза. Ее образует толща метаморфических пород амфиболитовой фации метаморфизма, обнажающаяся в ядре Кассанского антиклинория. Эта толща сложена кварц-биотитовыми, актинолитовыми сланцами и амфиболитами с пропоями мраморов и, реже, кварцитов по терригенным породам. В низах ее обоблачается терекская свита белых мраморов мощностью до 400 м. Общая мощность кассанской серии, возраст которой Г.И.Макарычев (1967) считает рифейским, превышает 3000-4000 м.

Верхнерифейские и нижнепалеозойские отложения Чаткальской подзоны интенсивно дислоцированы. Они образуют крупные линейные структуры северо-восточного простирания, поперечного к общему простиранию подзоны (частично эти структуры обусловлены позднейшими варисцидскими дислокациями). Наиболее крупными структурными элементами являются Майдантальский, Сандалашский, Кассанский и Терекский антиклинории (в синклинориях, лежащих между ними, распространены среднепалеозойские отложения). По мере приближения к восточной Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системе степень дислоцированности нижнего палеозоя заметно увеличивается. Для Кассанского и Терекского антиклинориев характерен также зеленосланцевый метаморфизм пород. Вбольшие интрузии габбро, диоритов и плагиогранитов (Макарычев, Гесь, 1971) имеют преимущественно досилурийский возраст.

Для Сумсарского прогиба, пролегающего в южной части Чаткальского хребта и заполненного флишевой нижнесилурийской толщей, характерна мелкая дисгармоничная складчатость. Этот прогиб генетически связан со структурами северной части варисийской системы Южного Тянь-Шаня – Атойнакским прогибом.

Улутау-Каратау-Таласская зона

К востоку и северу от Байконур-Каратау-Чаткальской миегеосинклинальной зоны лежит цепь поднятых структурных элементов – Улутау-Каратау-Таласская зона поднятий. Она состоит из двух частей. На севере к ней относится Улутау-байкальский массив и его погруженное южное продолжение, на юге – Каратау-Таласская байкальская складчатая зона, лежащая на древнем основании.

Каратау-Таласская зона по Каратау-Таласскому разлому граничит с юго-запада с Каратау-Чаткальской зоной, а с северо-востока по Ичкелетаускому разлому – с эвгеосинклинальной каледонской Киргизско-Терской зоной. Структуры и разрезы Каратау-Таласской зоны на северо-западе на некоторое расстояние прослеживаются под более молодым чехлом, а на юго-востоке срезаются линией Николаева.

Самые древние породы Малого Каратау объединены в среднерифейскую (?) кожджотскую серию, отнесенную В.Г. Королевым (1961) к спарагмитовой группе формаций. Ее суммарная мощность 2500–3100 м. На ней покоится флишевый комплекс большекаройской свиты и карагоинской серии мощностью до 4000 м. Вендские отложения лежат с несогласием на низах верхнего рифея и представляют собой своеобразный пестроцветный морской молассовый комплекс, не имеющий аналогов в других частях Тянь-Шаня и Казахстана. Нижний палеозой представлен здесь известняково-доломитовой формацией, образующей подобие платформенного чехла и также уникальной на рассматриваемой территории. Дислокации нижнего палеозоя вызваны в основном влиянием складчатости соседних геосинклинальных прогибов и не отличаются высокой интенсивностью. Гранитоидный магматизм конца ордовика распространен только в непосредственной близости от эвгеосинклинальной Киргизско-Терской зоны и, вероятно, генетически связан именно с ней. Таким образом, Каратау-Таласская зона представляет единственную в Казахстано-Тянь-Шаньской системе зону, которая имеет байкальский возраст складчатости.

На остальной территории Северного Тянь-Шаня и Казахстана байкальские складчатые движения в венде сформировали угловые несогласия внутри единого верхнерифейского – нижнепалеозойского складчатого комплекса, вызвали кратковременный перерыв в накоплении спилитовых формаций и обусловили повышенный приток кластического материала в сферу осадконакопления. Однако нигде, за исключением Каратау-Таласской зоны, они не привели к формированию собственного складчатого комплекса, смене структурного плана и накоплению моласс. Поэтому мы считаем необоснованным выделение собственно байкальских структур везде за пределами Каратау-Таласской зоны.

В структуре Каратау-Таласской зоны, кроме комплекса основания, выделяются два структурных этажа. К нижнему принадлежат интенсивно дислоцированные, смятые в сжатые линейные складки и осложненные пloyчатостью породы нижнего – среднего и верхнего рифея. Вендско-нижнепалеозойский структурный этаж образует также линейные складки, однако открытые, с наклоном крыльев в 30–40°, отделенные друг от друга крупными разломами (Малый Каратау).

На северо-западном продолжении Малого Каратау под нижнекаменноугольными отложениями скважинами вскрыты образования Каратау-Таласской зоны: в Сузакской впадине скв. 41 и 5-Г – коричневые слюдястые сланцы каройской серии, а у горы Даут в скв. 11 и 7 – известняки верхов тамдинской серии. Эти данные показывают, что южное погруженное продолжение Улутауского массива почти повсеместно покрыто чехлом вендских – нижнепалеозойских отложений Малого Каратау.

Эта зона описывалась казахскими геологами на севере под названием Степнякско-Бетпак-Далинской и киргизскими геологами на юге под названием Киргизско-Терскейской. Вдоль простираия этих зон выделяется поднятая центральная часть, состоящая из Кирейской, Макбальской и Бурханской геоклиналей, имеющих под собой древнее основание. Между поднятиями центральной подзоны и Улутау-Каратау-Таласской зоны лежат Эскулинский, Алмалинский, Сусамырский и Капкатасский синклинии, заложенные частично в зонах раздвигов древнего массива. К востоку и северу от центральной зоны поднятий лежат Степнякский, Конский, Карабалтинский, Кенкольский, Центрально-Киргизский, Терскейский и Джергаланский синклинии (два последних, вероятно, не имеют под собой древнего основания).

Киргизско-Терскейская зона лежит к северо-востоку от Таласской и отделена от нее Ичкелетауским разломом. Она описывает дугу, обращенную выпуклостью к югу. Для этой зоны характерно появление спилитовых формаций на двух стратиграфических уровнях: в верхнем рифее и в нижнем кембрии, разделенных перерывом, несогласием (байкальская фаза) и накоплением кластических толщ. На северо-восток и север эта зона протягивается вплоть до Муюнкумского и Иссык-Кульского массивов. На востоке она уходит в Китай, а на северо-западе погружается под среднепалеозойские и мезозойско-кайнозойские отложения Чу-Сарысуйской синеклизы.

Вдоль простираия Киргизско-Терскейской зоны тянется крупное поднятие, на западе приближающееся к юго-западному борту (Макбальское поднятие), а на востоке — к северному борту (Бурханское поднятие). Это геоклинальное поднятие разделяет Киргизско-Терскейскую зону на две системы геосинклинальных прогибов: на юго-западе это Алмалинский, Сусамырский и Капкатасский прогибы, на севере — Центрально-Киргизский и Джергаланский прогибы.

В западной части Киргизско-Терскейской эвгеосинклиналиной зоны комплекс основания вскрыт в Макбальском поднятии, где к нему относится киргизская (макбальская серия). В нижней и средней частях она сложена кристаллическими сланцами, гнейсами, с прослоями и линзами кварцитов, амфиболитов, эглогитов, общей мощностью до 3000 м. В верхней части киргизской серии располагается монотонная толща (2000 м) серых филлитов (Королев, 1961, 1962а). Над комплексом основания, резко несогласно налегая на различные его горизонты, лежит комплекс нижнего — среднего рифея, представленный формациями спарагмитовой группы суммарной мощностью 4500—5000 м. Нижне-среднерифейский структурный этаж Макбальского антиклинория моноклинально облекает комплекс основания Киргизско-Терскейской зоны, образуя подобие мощного чехла. Слои наклонены под углами 60—70°, нередко запрокинуты.

Верхнерифейские и нижнепалеозойские эвгеосинклиналиные образования заполняют два крупных прогиба, смежных с Макбальским антиклинорием. К юго-западу от антиклинория лежит Алмалинский прогиб, к северо-востоку — Центрально-Киргизский. Разрезы верхнего рифея и кембрия обоих синклинириев сходны; разрезы ордовика заметно отличаются. Последнее обстоятельство свидетельствует о том, что интенсивные восходящие движения Макбальского антиклинория начались только в конце кембрия, до этого времени оба прогиба представляли собой единую структуру.

Основание разреза каледонских эвгеосинклиналиных прогибов образуется терскейской серией, сложенной терригенной (внизу) и спилито-диабазовой формациями и несогласно лежащей на нижнем — среднем рифее.

Нижнекембрийские образования несогласно лежат на верхнем рифее и сложены внизу спарагмитовой (2000 м), а сверху спилито-диабазовой (2000 м) формациями (Королев, 1970). Средне-верхнекембрийские и нижнеордовикские отложения образуют граувакковую формацию мощностью до 2800 м.

Верхнерифейские и кембрийские образования смяты в крутые линейные складки с наклоном крыльев от 50 до 70°. Местами складчатость весьма напряженная, приближающаяся к изоклиальной.

Ордовикские отложения Алмалинского синклиория несогласно лежат на верхнекембрийских. Они образованы в низах граувакковой (1500–2000 м), а в верхах – пестроцветной молассовой (3000 м) формациями. Складчатые структуры Алмалинского синклиория достаточно напряженные, линейные, с наклоном крыльев 40–70°.

К востоку от Макбальского антиклиория лежит обширный прогиб, заполненный нижнепалеозойскими отложениями. Аспаринское поднятие разделяет этот прогиб на два синклиория: западный – Кенкольский и восточный – Карабалтинский, заполненные отложениями ордовика. В Кенкольском синклиории (мощность до 2500 м) нижний – средний ордовик сложен зелеными и серыми сланцами, алевролитами и песчаниками, образующими флишевое переслаивание и содержащими мощные пачки песчаников. На нем с несогласием лежит верхний ордовик – бурые и красные конгломераты и песчаники мощностью до 1200 м, представляющие собой молассовую формацию. Ордовик Кенкольского синклиория образует линейные складки с наклоном крыльев от 40 до 80°. Для флишевых толщ характерна мелкая складчатость.

В Карабалтинском синклиории ордовик с разрывом лежит на подстилающих граувакковых породах нижнего палеозоя. Его разрез близок разрезу ордовика Кенкольского синклиория. Мощность нижней его части (флишевая формация) – свыше 3000 м, верхней (молассы) – 5000–6000 м. Ордовикские отложения здесь образуют брахиформные складки с наклоном крыльев в 30–50°, на отдельных участках отмечаются сжатые линейные складки, сопровождающиеся интенсивным расслаиванием и филлитизацией пород.

Все три описанных здесь крупных структурных элемента Киргизско-Терской зоны протягиваются на юго-восток, где вдоль Ичкелетауского разлома прослеживается Сусамырский прогиб, в центре – продолжение Макбальского поднятия, а на северо-востоке – Центрально-Киргизский прогиб.

Восточнее Киргизско-Терская зона резко суживается, пролегая между массивами Нарынским с юга и Иссык-Кульским с севера. Центральная часть ее здесь выделяется в качестве Бурханского поднятия. На юге вдоль линии Николаева прослеживается Капкатасский прогиб, представляющий собой аналог Сусамырского прогиба. На севере вдоль Центрально-Терского разлома тянется Терский прогиб, переходящий на востоке в Джергаланский. Для спарамитовых толщ нижнего-среднего рифея Бурханского поднятия типичны брахиформные округлые синклинали 10–12 км в поперечнике, с пологим (15–30°) наклоном крыльев (Киселев и др., 1970). Лишь в узких зонах вдоль разломов породы дислоцированы более интенсивно – от 40–50 до 70°. Антиклинали обычно узкие, гребневидные, а зачастую вовсе отсутствуют, заменяясь разломами. Характерной чертой ранне-среднерифейского складчатого комплекса является отсутствие вергентности и линейности, отсутствие определенной ориентировки структур, их брахискладчатый характер.

Позднерифейские структуры Киргизско-Терской зоны обладают известной самостоятельностью и образуют собственные складчатые зоны, для которых характерны линейные сжатые складки (Киселев и др., 1970). Эти складчатые зоны слагают смежные с Бурханским поднятием крылья Капкатасского и Терского прогибов. Кембрийские эвгеосинклиальные структуры, наследуя общий позднерифейский структурный план, смещаются еще далее от Бурханского поднятия, образуя узкие (шириной 5–10 км) и протяженные (до 300 км) шовные трюги, заполненные сжатыми изоклиальными складками с моноклиальными блоками, где породы стоят практически на головах. Ордовикские флишево-молассовые прогибы лежат частично уже на более древнем основании Иссык-Кульского и Нарынского срединных массивов. В этом случае они имеют весьма простую складчатую структуру. В глубоко прогнутых их частях складчатость достаточно напряженная, но уступающая по своей интенсивности складчатости кембрийских толщ.

В докембрийских толщах Макбальского и Бурханского поднятий широко представлены рифейские интрузии гранитоидов. Массивы серпентинитов, ассоциирующиеся с основными вулканитами нижнего кембрия (караарчинская и капкатасская свиты), образуют офиолитовые пояса, приуроченные к разломам, ограничивающим Терскайский, Сусамырский и Капкатасский прогибы. Многообразный комплекс гранитоидов связан с салаирской фазой на границе кембрия и ордовика.

Наиболее распространен силурийский комплекс гранитоидов (абсолютный возраст 420–370 млн. лет), внедрившийся в таконскую фазу.

Выделяется и самый молодой комплекс гранитоидов (абсолютный возраст около 350 млн. лет), возможно, связанный с собственно каледонской фазой на границе силура и девона: посторогенные трещинные интрузии и штоки, тяготеющие к окраинам позднеордовикских прогибов в Присонкулье и Терскее.

Особенности геомагнитного и гравитационного полей в южной половине Чу-Сарысувской синеклизы (Певзнер, 1970) позволяют нам предполагать, что Киргизско-Терскайская зона, суживаясь и испытывая общее воздымание, протягивается к северо-западу под чехлом средне-верхнепалеозойских и мезозойских-кайнозойских отложений Чу-Сарысувской синеклизы на соединение со структурами Эскулинского синклиория, Кирейского антиклинория (отвечающего, вероятно, Макбальско-Бурханской полосе поднятий) и Конского синклиория. Общее воздымание каледонских структур с резким сокращением площадей развития нижнего палеозоя в Киргизско-Терскайской зоне происходит параллельно с воздыманием структур Каратау-Таласской зоны – от Таласского Алатау к Малому Каратау и далее к Улутаускому поднятию, а также параллельно воздыманию структур Муюнкумского массива – от Берликской погруженной ступени к Чуйской глыбе. Возможно, что в центральной части Тастинского поднятия каледонский складчатый комплекс начисто удален эрозией, и к досреднепалеозойской эрозионной поверхности выведен докембрий. Это предположение хорошо увязывается с результатами глубокого бурения в Чу-Сарысувской синеклизе. Действительно, многими скважинами (Филиппев, 1972) здесь вскрываются зеленосланцевые толщи с возрастом метаморфизма около 480 млн. лет, т.е. геосинклинальный верхний рифей (терскайская серия), столь характерный для каледонских эвгеосинклиналей.

Каледонские меридиональные структуры, лежащие к северу от Чу-Сарысувской синеклизы, обнажены в ядрах горст-антиклиналей среднего палеозоя Сарысу-Тенизского водораздела. Вследствие этого разрезы складчатых зон района и их структуры известны несколько фрагментарно. На западе каледониды Сарысу-Тенизского водораздела ограничены структурами Улутауского массива, на востоке – Атасуйским глубинным разломом, за которым преимущественное развитие получили уже варисийские структуры. На севере, в пределах Тенизской впадины, каледонские структуры Сарысу-Тенизского водораздела разворачиваются к северо-востоку и смыкаются со структурами Степнякского синклиория. По преобладающему развитию докембрийских или нижнепалеозойских пород на Сарысу-Тенизском водоразделе выделяются с запада на восток меридионально простирающиеся Эскулинский синклиорий, Кирейский антиклинорий и Конский синклиорий. Сведения о нижнепалеозойском разрезе этих структур приведены в работах Ю.А. Зайцева и Т.Н. Херасковой (1971), Э.М. Великовской и др. (1971), Н.П. Четвериковой (1960).

Складки нижнего палеозоя в Эскулинском и Конском синклиориях меридионального простиранья, линейные, с наклоном крыльев 50–70°.

Интрузивный магматизм каледонид Сарысу-Тенизского водораздела представлен предверхнеордовикскими интрузиями габбро и серпентинизированных пироксенитов, образующими пояс, следующий вдоль границы Улутауского антиклинория с Эскулинским синклиорием. Такая локализация основных и ультраосновных интрузий позволила Ю.А. Зайцеву (1961) и А.Е. Михайлову (1969) трассировать здесь Улутауский глубинный разлом, который четко отражается магнитными аномалиями и гравитационной ступенью. Среди

нижнепалеозойских интрузий широко распространены гранодиориты и адемиты (Кирейский, Каптадырский и другие массивы), аналогичные гранитоидам крык-кудукского комплекса. Время их внедрения – граница ордовика и силура.

Наиболее молодыми среди каледонских геосинклинальных образований Сарысу–Тенизского водораздела являются позднекаледонские структуры, сложенные силурийскими молассовыми толщами. Они образуют относительно пологие простые складки с наклоном крыльев 20–30°.

Естественные геофизические поля Сарысу–Тенизского водораздела представляют собой результат интерференции влияний меридиональных структур каледонского складчатого фундамента и северо–западных до широтных структур среднепалеозойского комплекса осадочных и вулканогенных пород. "Снять" влияние последнего возможно только в западной половине района, где средний палеозой лишен мощных магнитоактивных вулканогенных толщ. А.Е. Михайлов (1969) и А.М. Котляров (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969) указывают, что Эскулинскому и Конскому синклинориям соответствуют меридиональные зоны положительных магнитных и гравитационных аномалий, связанные с эффузивными толщами ордовика. Аномальные поля Эскулинского синклинория прослеживаются вдоль восточного края Улутауского массива на юг параллельно Идыгейско–Кокшетаускому разлому и соединяются с полями Таласско–Тастинской зоны Чу–Сарысульской синеклизы. Конский синклинорий на юге упирается в Сарысульское поднятие Муянкумского массива. Кирейский антиклинорий, сложенный гранитизированными метаморфическими образованиями кислого состава, отличается отрицательным магнитным и гравитационным полем, которое от Кирейской горст–антиклинали прослеживается в северо–восточном направлении вплоть до северных берегов оз. Тениз. Дальнейшее продолжение Кирейского антиклинория наметить трудно; вероятно, он здесь погружается.

В восточной половине Сарысу–Тенизского водораздела вплоть до Атасульского разлома доминируют гравитационные и магнитные аномальные поля северо–западного простирания, обусловленные среднепалеозойскими структурами.

Структуры Степнякского синклинория в пределах рассматриваемой территории образуют северо–восточное обрамление Тенизской впадины. Здесь обнажены толщи ордовика, формирующие систему линейных складок северо–восточного простирания. На западе Степнякский синклинорий по крупному разлому примыкает к структурам Джаркаинагачского антиклинория.

Складчатые структуры Степнякского синклинория представлены линейными складками с наклоном крыльев от 40 до 80° (Михайлов, 1969). Ограниченное развитие имеют здесь широкие складки с округлыми замками (в верхнеордовикских образованиях).

В центральных частях Степнякского синклинория широко распространены достаточно пестрые по составу интрузии гранитоидов крык–кудукского комплекса (Шортандинский батолит), сформированные в конце ордовика, возможно, в начале силура. Меньшее значение имеют здесь интрузии лейкократовых гранитов боровского комплекса более позднего, силурийско–раннедевонского возраста.

Геофизическая характеристика Степнякского синклинория неоднородна. Здесь чередуются положительные и отрицательные аномальные зоны магнитного поля невысокой интенсивности. Простирание таких зон северо–восточное. На открытой территории положительным аномальным зонам соответствуют участки с мощными толщами эффузивов ордовика (Степнякская синклираль). Еще более выпукло отражаются в магнитном поле крупные интрузии крык–кудукского комплекса с интенсивно проявленным гибридомом (Шортандинский массив). Гравитационное поле Степнякского синклинория мало выразительно. Здесь преобладают отрицательные аномалии, связанные, по-видимому, с крупными интрузиями гранитов (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969). Общая дифференцированность геофизических полей Степнякского синклинория и прилегающих частей Тенизской впадины говорит в пользу того, что здесь, возможно, чередуются относительно поднятые и относительно опущенные участки, антиклинории и синклинории, подобные Джаркаинагачскому и Калмыккульскому.

Структуры этой зоны отделены от Степнякско-Терской зоны Иссык-Кульским и Муонкумским древними массивами. На рассматриваемой территории структуры Ерменьтау-Чу-Илийской зоны появляются в виде Атасуйского антиклинория, для которого характерно строго меридиональное простирание. Далее к югу она включает Джалаир-Найманский синклинорий, Заилийский и Кетменский антиклинории и Чон-Кеминский синклинорий. В значительной части (Атасуйский антиклинорий, Джалаир-Найманский синклинорий) эта зона, вероятно, не имеет под собой древнего фундамента и заложена непосредственно на подкоровых слоях.

Атасуйский антиклинорий образован породами уртынжальской серии, сложенной внизу яшмами, яшмо-кварцитами и кварцитами, а сверху — преимущественно лавами основного состава. Мощность серии составляет 3500–5000 м. Интрузии гипербазитов позволяют выделить уртынжальскую серию как офиолитовую ассоциацию. Выше лежит куланутпесчаная свита, сложенная серыми полимиктовыми и аркозовыми песчаниками с пачками основных эффузивов и кремнистых пород. Мощность ее до 2000 м. Н.П. Четверикова условно относит эту граувакково-аспидную формацию к кембрию. Ордовик и силур здесь отсутствуют.

Атасуйский антиклинорий образован пучком сжатых параллельных линейных меридиональных складок с наклоном крыльев 70–90°. На юге структуры испытывают поворот в юго-западном направлении (Михайлов, 1969), огибая выступ Атасу-Джунгарского массива, ограниченный продолжением Успенского разлома. Далее к юго-западу они соединяются со структурами северной части Джалаир-Найманского грабен-синклинория.

Эвгеосинклиналиный каледонский Джалаир-Найманский прогиб узкой (15–60 км ширины) и длинной (до 650 км) полосой северо-западного простирания пролегает между древними складчатыми структурами Муонкумского и Атасу-Джунгарского массивов. По обоим его бортам тянутся крупные длительно живущие разломы, носящие характер глубинных. На северо-западе Джалаир-Найманский прогиб заметно расширяется, ограничивающие его глубинные разломы затухают и он сливается со структурами Атасуйского антиклинория и Конского синклинория. Около южного окончания оз. Балхаш от главного прогиба ответвляется в восток-юго-восточном направлении Сарытумский "рукав", который теряется под средне-верхнепалеозойскими эффузивами Южного Прибалхашья, ограничиваясь на юге Джильтавской (или Анархайской) глыбой протерозоя. На юго-востоке грабенообразный Джалаир-Найманский прогиб смыкается своим южным крылом с северным крылом Заилийского антиклинория.

Дальнейшее продолжение этого прогиба неясно: возможно, он описывает здесь пологую дугу, выпуклую к югу, и уходит в Илийскую впадину. Вероятно, его ограничения унаследованы Алтынэмельским и Катутауским разломами, образующими в последней диагональную перемычку.

Комплекс основания в пределах Джалаир-Найманского прогиба нигде не обнажен. Можно предполагать, что он здесь отсутствует и эвгеосинклинали закладывается непосредственно на подкоровых слоях.

В пределах Джалаир-Найманского прогиба выделяются байкальский, раннекаледонский и позднекаледонский структурные этажи (Геология СССР, 1971 в). Байкальский структурный этаж сложен интенсивно дислоцированными, метаморфизованными, рассланцованными и будинированными образованиями капкатаской свиты верхнего рифея.

Раннекаледонский структурный этаж обнимает складчатые структуры среднего-верхнего кембрия (нижнего ордовика?). Это фрагменты сжатых линейных, иногда килевидных и изоклиналиных складок, часто дисгармоничных, с крутыми шарнирами. Наклоны крыльев этих структур изменяются в широких пределах — от 55–60 до 80–85°. Определенной вергентности складок не отмечено.

Ордовикские и силурийские отложения образуют единый структурный этаж, не взирая на многочисленные размыты и внутренние несогласия. Это, как правило, открытые линейные складки с наклоном крыльев $25-40^{\circ}$. Лишь в зонах разломов присутствуют челночные сжатые складки с наклоном крыльев $55-70^{\circ}$. В Сарытумском прогибе развиты складки, близкие к брахиформным, с наклоном крыльев $30-40^{\circ}$.

Структурному единству ордовика и силура противостоят достаточно четкие формационные их различия. Ранне-среднеордовикские отложения близки к граувакковой формации, а среднеордовикские представляют собой аналоги флиша. Формационная принадлежность низов верхнего ордовика (андеркенский горизонт не совсем ясна, во всяком случае здесь еще встречаются пачки с флишевым строением. Доланкаринский горизонт представляет собой уже морскую пестроцветную молассу, что устанавливается по характеру обломочного материала. Перед началом ее отложения произошли некоторые складчатые дислокации, но угловое несогласие здесь достигает лишь первых градусов. Карбонатно-терригенные отложения ашгилия-ландовери и красноцветная моласса венлока лежат согласно в унаследованных в доланкаринского времени прогибах. Эти же прогибы впоследствии заполнялись эффузивами девона. Таким образом, мы видим здесь достаточно редкий пример отмирания геосинклинального режима без интенсивной завершающей складчатости. Складкообразование развилось здесь только после формирования эпигеосинклинальных толщ порфиритовой и порфировой формации. Такое же явление отмечалось А.Л. Книппером (1963) для Байконурского синклинория и наблюдается на отдельных участках Большого Каратау.

К северу от Иссык-Кульского массива, отделяясь от него Кунгейским разломом, лежит Заилийская эвгеосинклинальная каледонская складчатая зона. На западе к ней принадлежат структуры Чон-Кеминского синклинория, узким трогом пролегающего между восточным окончанием Муюнкумского массива и Иссык-Кульским массивом. В Заилийском Алатау складчатая зона расширяется и непрерывно прослеживается в хр.Кетмень, где она уходит за советско-китайскую границу. С севера она частично ограничена гипотетической древней Джаркентской глыбой, а частично смыкается с восточным продолжением Джалаир-Найманского эвгеосинклинального каледонского прогиба.

Нижнепалеозойские образования Заилийского Алатау образуют крупный Заилийский антиклинорий с выходами комплекса основания в ядре. Структуры кембрия и низов ордовика весьма напряженные, линейные; дислокации верхнего ордовика более спокойны — складки с наклоном крыльев $30-40^{\circ}$. Весьма интересны структуры Чон-Кеминского синклинория (Бакиров, Королев, 1970), который имеет ширину от 7 до 25 км при длине до 300 км. На западе в узкой (3-7 км) "щели" между Муюнкумским и Иссык-Кульским массивами синклинорий образован пакетом сорванных с основания и поставленных на голову чешуй. Восточнее, где синклинорий расширяется до 15-25 км, развиты широтные линейные складки с наклоном крыльев $50-60^{\circ}$.

На восточном продолжении Заилийского антиклинория, в хр.Кетмень, известны силурийские отложения, широко распространенные на северо-востоке Северного Тянь-Шаня. Они присутствуют в Джергаланском прогибе, в фундаменте Кегено-Текесской впадины, в хр.Кетмень, в Илийской впадине. Взаимоотношения силура с верхним ордовиком в этой области не совсем ясны. Скорее всего, силур лежит на верхнем ордовике трансгрессивно, с размывом, но образует единые складчатые структуры. Вероятно, верхний ордовик дислоцирован не в таконскую фазу (на границе ордовика и силура), а позднее, в собственно каледонскую или эрийскую фазу (на границе силура и девона), так как таконская фаза в каледонидах Тянь-Шаня прошла несколько раньше, перед верхним карадоком. Во всяком случае, именно таковы взаимоотношения между силурийскими верхнеордовикскими отложениями в Прибалхашье и Джалаир-Найманском прогибе. Формационный характер силурийских отложений весьма своеобразен и не может

быть параллелизован даже с позднегеосинклинальными флишевыми комплексами, подобными нижнему силуру Сумсарского прогиба.

К северо-востоку от Ерменятау-Чу-Илийской эвгеосинклинальной каледонской зоны лежит Атасу-Джунгарский массив, в значительной мере, переработанный среднерифейскими и палеозойскими тектоническими движениями. Каледонский структурный комплекс в его пределах вскрывается в Южно-Джунгарском антиклинории (стр. 9), а также образует своеобразный Западно-Балхашский прогиб в его центральной части.

Западно-Балхашский прогиб заложен во второй половине ордовика на фундаменте Атасу-Джунгарского массива.

Н.Г.Марковой (1961) в Западно-Балхашском прогибе выделены две части: северо-западная, названная ею Сасырлыкским прогибом (ее целесообразно считать продолжением Успенского синклинория), и юго-восточная, названная Прибалхашским прогибом. Успенский синклинорий вклинивается в северную часть Атасу-Джунгарского массива вдоль Атасуйского и Успенского глубинных разломов.

Образования уртыңжалской (ранний кембрий?) серии, по данным А.Е.Михайлова (1969), встречены только в зоне Атасуйского разлома и образуют крутые линейные складки с наклоном крыльев $60-90^{\circ}$. Кембрийские и ордовикские отложения менее дислоцированы, им свойственны крупные складки с углами $40-60^{\circ}$.

В Прибалхашской части Западно-Балхашского прогиба кембрийские отложения, по-видимому, отсутствуют, и на позднерифейские толщи, образующие чехол срединного массива, с размывом и несогласием ложатся средне-верхнеордовикские и силурийские отложения, представленные песчано-сланцевыми (ордовик) и пестроцветными андезит-молассовыми (нижний силур) толщами. Причем разрез ордовика Прибалхашского прогиба резко сокращен в мощности (не более 1500 м) по сравнению с Джалаир-Найманской зоной и очень близок к разрезу Джильтавской глыбы.

В западном Прибалхашье известны и верхнесилурийские отложения. Верхний силур представлен двумя типами образований. Во-первых, это массивы рифовых известняков "акканского горизонта" нижнего лудлова, протягивающиеся цепочкой вдоль побережья Балхаша на северо-запад к урочищу Каракамыс. Мощность рифовых известняков достигает 300 м. К северу рифовые известняки сменяются, вероятнее всего, синхронной им толщей красно-бурых и зеленых конгломератов нижнего лудлова с горизонтами песчаников и гравелитов мощностью до 1000 м.

На конгломератах согласно лежат порфириты коктаасской свиты нижнего девона.

Раннепалеозойская интрузивная деятельность Западно-Балхашского прогиба изучена слабо. В Новалы-Кызылэспинском блоке известен крупный массив ордовикских? гранитоидов, перекрытый эффузивами девона.

Ордовикские и силурийские образования Прибалхашского прогиба образуют простые, почти брахиформные складки северо-западного простирания с наклоном крыльев $25-40^{\circ}$.

Геосинклинальная природа ордовика и силура Западно-Балхашского прогиба может быть поставлена под сомнение. Нам кажется, что мы имеем здесь дело со своеобразным прогибом, наложенным на Атасу-Джунгарский массив и заполненным пестроцветными морскими толщами молассового облика. В целом эти толщи синхронны процессам каледонского орогенеза, захватившего, вероятно, не столько геосинклинальный прогиб Джалаир-Найманской зоны, сколько ограничивающие его массивы. Поэтому ордовик и силур Западно-Балхашского прогиба целесообразно относить к каледонскому орогенному структурному этажу Атасу-Джунгарского массива.

В Илийской впадине из-под мощного чехла каменноугольных и пермских вулканических образований в ряде мест выходят нижнепалеозойские и силурийские отложения. Тектоническая их позиция в каледонской складчатой системе еще не совсем ясна. Можно только отметить, что силурийские отложения на-

капливались в относительно широком, но мелком прогибе, пролежавшем в широтном направлении между поднятиями Заилийского и Джунгарского Алатау. Этот прогиб можно именовать Илийским; он соединял силурийские морские бассейны Западного Прибалхашья с бассейнами Кетменя и Восточного Терскея. Сколько-нибудь точная конфигурация Илийского прогиба сейчас не может быть установлена.

Нижний силур Илийского прогиба образован морской сероцветной карбонатно-терригенной формацией, несущей заметно меньшее количество следов орогенного режима, чем нижний силур Кетменя и Западного Прибалхашья. Эти отложения стоят еще дальше от геосинклинальных комплексов и могут быть отнесены к чехлу срединного Атасу-Джунгарского массива.

Силурийские отложения образуют пологую Бжвинскую антиклиналь с наклоном крыльев $30-40^{\circ}$. Разница в дислоцированности между ними и каменноугольными образованиями, отделенными от них разломами, не превышает $5-10^{\circ}$. Это обстоятельство также говорит о том, что силурийские структуры следует относить к чехлу срединного массива. Лишь в зоне Алтынэмельского разлома породы силура образуют тектонические клинья, они поставлены на головы и осложнены изоклинальной складчатостью.

Кроме охарактеризованной выше Казахстано-Тянь-Шаньской системы каледонид, одновозрастные, по всей вероятности, структуры развиты и на западном фланге Южно-Тургайско-Сырдарьинской полосы срединных массивов. Эти структуры погребены под мощным чехлом кайнозойских, мезозойских и средне-верхнепалеозойских образований, поэтому строение их почти не изучено. Выделяются и оконтуриваются они преимущественно по геофизическим данным, а геологическая их характеристика почти отсутствует. Относительно большее количество материала имеется по каледонским структурным элементам фундамента восточного борта Тургайского прогиба.

Тургайская зона каледонид

Тургайская каледонская зона расположена между варисийской Уральской геосинклинальной системой с запада и Кокчетавским и Южно-Тургайским срединными массивами с востока. Возраст складчатости в ее пределах установлен по резко несогласному налеганию на линейные складки нижнего палеозоя краснокаменных континентальных андезито-дацитовых и липаритовых вулканогенных формаций нижнего-среднего девона и красноцветных молассовых формаций среднего-верхнего девона.

Породы нижнего палеозоя, выведенные на предмезозойскую поверхность, вскрыты в пределах Тургайской зоны каледонид лишь редкими скважинами в пределах Убаганского поднятия. Они представлены зелеными глинистыми, кремнистыми, слюдяно-кварцевыми сланцами с прослоями песчаников, смятыми в линейные крутые асимметричные складки северо-восточного простирания, усложненные мелкой плейчатостью (Геология СССР, 1971б). Местами встречаются зеленокаменные диабазы и их туфы, превращенные в зеленые сланцы.

Непосредственно к северо-востоку от Убаганского поднятия каледонский складчатый комплекс обнажен на западных склонах Кокчетавского массива, образуя Марьевский (Стерлитамакский) синклиниорий. В низах видимой части разреза лежит куприяновская свита нижнего-среднего ордовика мощностью около 900 м, сложенная зелеными песчаниками и алевролитами с прослоями андезитовых порфиритов и их туфов. Выше следует мощная (более 1500 м) свита зелено-серого песчано-алевролитоглинистого флиша (андрюшенская), перекрытая глинисто-алевролитовым флишем есильской свиты (более 1000 м). Обе они относятся к среднему ордовика. Выше с размывом налегают верхнеордовикские образования, представленные в низах карбонатно-сланцевой бурлукской свитой (верхний карадок) и пестроцветной каргалинской свитой, которую слагают андезитовые порфириты с прослоями терригенных пород. Мощность верхнего ордовика составляет около 2500 м.

Естественные геофизические поля Тургайской зоны характеризуются линейными аномальными зонами с выдержанным северо-восточным простиранием. Если исключить из рассмотрения аномальное поле железорудного Кустанайского синклинория, то для Тургайской зоны каледонид будут характерны относительно пониженное гравитационное и повышенное магнитное поле. Последнее образует линейную зону вдоль Севастопольского разлома, которую можно связывать с прогибом, заполненным эффузивными породами основного состава на глубине свыше 1500–3000 м (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969). Не исключено присутствие здесь и интрузий основного и ультраосновного состава. Все это свидетельствует о возможном эвгеосинклинальном характере нижних структурных этажей Тургайской каледонской складчатой зоны, перекрытых флишевыми толщами ордовика. Характер более западных каледонских складчатых зон на настоящем этапе их изучения не может быть установлен.

Аномальные геофизические поля Тургайской зоны каледонид простираются к югу, сохраняя свое меридиональное простирание вплоть до параллели северных берегов Аральского моря. Здесь, в так называемой Жуванской зоне исчезают положительные магнитные аномалии, но общий отрицательный фон поля силы тяжести сохраняется так же, как и его линейный характер (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969). От этого места далее к югу прослеживаются только аномальные поля, связанные со среднепалеозойскими структурами южного продолжения Кустанайского синклинория. Поля же Тургайской зоны каледонид в районе Джусалинской глыбы уже не выделяются. Можно предполагать, что она здесь расщепляется. Западные ее ветви с меридиональным простиранием простираются далее к югу. Восточные же ветви, приобретая юго-восточное простирание, уходят на соединение с каледонскими структурами Большого Каратау, разделяя Южно-Тургайский массив и Джусалинскую глыбу. Последнее предположение подкрепляется сведениями об ордовикских терригенных отложениях каратауского типа, вскрытых под мезозоем к северо-востоку от Джусалинской глыбы.

Кызылкумская зона каледонид

Между Джусалинской и Арысской глыбами с северо-востока, Бельтауской глыбой и варисцидами Южного Тянь-Шаня с юго-запада, под платформенным чехлом Сырдарьинской синеклизы простирается зона, существенно отличающаяся от них по естественным геофизическим полям.

Для рассматриваемой зоны характерно, в общем, повышенное магнитное поле слабой интенсивности, обусловленное присутствием магнитоактивных разновидностей пород в досреднепалеозойском фундаменте. Гравитационное поле также несколько повышенное, что, по мнению Н.Я.Кунина (1968), говорит об относительно небольшой мощности среднего палеозоя. В западной части этого региона к югу от Джусалинской глыбы он выделяет "Кызылординскую блоковую систему", характеризующуюся ориентированными в северо-западном направлении линейными гравитационными и магнитными аномалиями обоих знаков. Совпадение простираний этих структур с простиранием каледонид Каратау делает наиболее вероятным их каледонский возраст. Прилежащая с юго-востока к Кызылординской "системе" "Майкумская группа блоков" (Кунин, 1968), заключенная между Ганжарским и Жусульским меридиональным разломами, также обладает относительно повышенным магнитным полем. Локальные гравитационные аномалии от домезозойского комплекса имеют здесь северо-западные простирания, что позволяет трассировать сюда каледонские дислокации.

Изучение локальных магнитных и гравитационных аномалий позволило выделить в рассматриваемой зоне ряд интрузивных массивов как кислого-среднего состава (магнитный максимум, совпадающий с гравитационным минимумом), так и интрузии основного состава (совпадающие магнитный и гравитаци-

онный максимумы). Верхние кромки массивов лежат на 1500–2000 м глубже кровли среднего палеозоя, определенной сейсмическими методами. Примечательно, что интрузии группируются внутри Кызылкумской зоны каледонид (?), почти не выходя за ее пределы. Вероятно, это связано с тем, что в докембрийских структурах разница в физических свойствах интрузивных и вмещающих их метаморфических пород сильно сглажена. Таким образом, распространение интрузивных пород также помогает картированию более молодых, чем докембрийские, структуры.

Наконец, относительно Кызылкумской зоны каледонид (?) могут быть привлечены и некоторые геологические данные. На ее юго-восточном простирании в юго-западной части Кураминских гор перекрытые нижнедевонскими образованиями вскрываются отложения нижнего палеозоя, которые, вероятно, принадлежат Кызылкумской зоне. Основание нижнего палеозоя Кураминских гор неизвестно. В низах разреза здесь выделяется урубулакская свита ритмично чередующихся зелено-серых песчаников, алевролитов и хлорит-серицитовых сланцев, напояминающих флиш. Мощность этой свиты более 600 м, в ней содержится граптолиты среднего-низов верхнего ордовика (Ахмеджанов и др., 1966). В горах Калканата известна толща, занимающая более высокое стратиграфическое положение. В низах ее слагают зелено-серые полимиктовые песчаники, а выше – чередующиеся пачки песчаников и зеленых серицит-хлоритовых сланцев. Встречаются отдельные прослои конгломератов, известняков, реже – лав и туфов андезитового состава. Мощность этой части разреза около 1000 м; здесь содержится граптолиты верхов ордовика – низов силура. Наиболее вероятно среднеордовикский возраст урубулакской свиты и верхнеордовикский возраст верхней толщи. Этот разрез достаточно сходен с верхними частями разреза нижнего палеозоя Байконурско-Каратауско-Чаткальской зоны, поэтому можно предполагать многоосинклинальный характер Кызылкумской каледонской зоны.

ВАРИСЦИЙСКИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ СИСТЕМЫ

К западу от Тургайского прогиба и Сырдарьинской синеклизы, а также к югу от последней каледонские складчатые структуры в фундаменте Туранской плиты неизвестны. Здесь присутствуют байкальские массивы, разделенные варисцийскими и киммерийскими складчатыми зонами. Можно полагать, что такое строение характерно для складчатого пояса Палеотетиса, так как в Урало-Монгольском складчатом поясе срединные массивы имеют добайкальский возраст, а разделяющие их складчатые зоны – каледонский и варисцийский. Таким образом, возраст основных структурных элементов складчатого пояса в Палеотетисе моложе на один цикл по сравнению с Урало-Монгольским поясом.

К варисцийским складчатым системам рассматриваемой территории принадлежат Уральская, Южно-Тянь-Шаньская, Джунгаро-Балхашская¹ и Закаспийская.

Уральская система

В уралидах, как известно, различаются мио- и эвгеосинклинальная части. Многоосинклиналь заложилась на докембрийском фундаменте Русской плиты, который прослеживается на сейсморазведочных профилях КМПВ до Главного Уральского разлома. В многоосинклинальной части уралид доказано широкое развитие покровных структур (Пейве и др., 1971). Восточнее Главного Уральс-

¹ Эта система почти целиком обнажена. Ее строение охарактеризовано в работах Н.А.Афоничева (1967), В.Ф.Беспалова (1971) и в "Геологии СССР" (1971 в), поэтому здесь она не рассматривается.

кого разлома, в эвгеосинклинальной части, выделяется ряд структурно-формационных зон: Мугоджарско-Магнитогорская, Урало-Тобольская, Прииргизская.

В пределах рассматриваемой территории расположены южные части Урало-Тобольской и Прииргизской зон. Первая из них в основном сложена древними (докембрийскими) метаморфическими породами и гранитоидами, среди которых наблюдаются отдельные, сравнительно небольшие по площади участки развития среднепалеозойских образований. Последние, в частности, вскрыты четырьмя скважинами в северо-западном Приаралье. В скв. Г-11 на Базайской структуре это толща зеленовато-серых, темно-зеленых и черно-фиолетовых метаморфизованных песчаников, конгломератов и гравелитов. В скв. Г-16 на этой же структуре в верхней части доюрского разреза вскрыты конгломераты, а в нижней — интрузия диоритового состава. В скв. Г-2, пробуренной на Аккулковской площади, обнаружены углисто-серицитовые, сильно перемятые сланцы, переслаивающиеся с базальтовыми порфиритами. Возраст указанных образований по аналогии с обнаженными районами Мугоджар определяется как среднепалеозойский. При этом не исключается, что конгломераты и гравелиты, вскрытые на Базайском поднятии, могут быть верхнепалеозойскими. В скв. Г-1 на Кызылоском поднятии были вскрыты зеленые метаморфические сланцы предположительно ордовикского возраста.

В расположенной восточнее Прииргизской зоне преимущественно распространены метаморфизованные и интенсивно дислоцированные нижне- и среднепалеозойские образования (Кирюхин, 1971).

Как Урало-Тобольская, так и Прииргизская зона по особенностям естественных геофизических полей и данных бурения могут быть прослежены примерно на 150–250 км к югу от последних обнажений Урала, т.е. примерно до ширины северных берегов Аральского моря. Южнее, в пределах акватории Аральского моря, они столь четкого выражения в геофизических полях не находят.

Южно-Тянь-Шаньская система

В варисцидах Южного Тянь-Шаня можно выделить ряд складчатых зон: Кокшаальскую, Алайскую, Центрально-Кызылкумскую, Бухаро-Гиссарскую и др. Последняя из них, заложившаяся, по-видимому, лишь в каменноугольном периоде на фундаменте Каракум-Байсунского массива, прослеживается от обнажений юго-западных отрогов Гиссара в северо-западном направлении почти до Султануздага, где происходит ее выклинивание.

Кызылкум-Алайская зона прослеживается в восточную половину хр. Султануздага, где фиксируется ее торцовое сочленение с западной оконечностью этого хребта, сложеной силурийско-девонской спилит-диабазовой и позднедевонско-раннекаменноугольной граувакковой формациями, резко отличными по составу от одновозрастных образований Южного Тянь-Шаня (разрез среднего палеозоя западной части Султануздага никем из исследователей не сопоставлялся с разрезами палеозоя Кызылкумов и Южного Тянь-Шаня). Сходные в формационном отношении с разрезами западной части Султануздага среднепалеозойские образования могут быть найдены лишь в пределах Магнитогорско-Мугоджарской зеленокаменной зоны Урала. При этом нижнюю, андезит-базальтовую часть среднепалеозойского разреза Западного Султануздага можно сопоставить, по мнению А.С. Перфильева, с ирендыкской свитой, а верхнюю (туфогенно-обломочную) часть — с кольтобанской свитой Магнитогорской зоны (Гарецкий и др., 1972).

Такие торцовые сочленения, а также характер гравитационного и магнитного полей Южного Приаралья и акватории Аральского моря не позволяют прямо соединить структурно-формационные зоны Урала и Тянь-Шаня. Учитывая широкое развитие как в Западном Урале, так и в Южном Тянь-Шане крупных горизонтальных перемещений, можно предположить, что в пределах акватории Аральского моря, где наблюдаются сложные сочетания

меридиональных и субширотных магнитных и гравитационных аномалий, происходят сложные сочленения геосинклинальных структур Урала и Южного Тянь-Шаня, осложненных, вероятно, крупными горизонтальными перемещениями.

Кокшаальская складчатая зона образует восточную часть варисцид Южного Тянь-Шаня и целиком обнажена в его горных сооружениях.

Закаспийская система

К этой системе относится ряд варисцидских складчатых зон, располагающихся в фундаменте западной части Туранской плиты и уходящих к югу, за ее пределы, в фундамент альпийского складчатого пояса. Среди таких складчатых зон уверенно выделяются Центрально-Устюртская и Туаркырская.

Центрально-Устюртская складчатая зона четко выделяется линейно-вытянутыми в субширотном направлении интенсивными положительными магнитными и гравитационными аномалиями.

На востоке Центрально-Устюртской зоны на глубинах от 200 до 700 м в приподнятой части Айбугирского горста скважинами вскрыта сильно перемятая толща чередующихся кварц-хлорит-серицитовых сланцев, филлитов, рассланцованных песчаников, гравелитов и конгломератов. Выше по разрезу располагаются светлые крепкие кристаллические доломиты с включением гравийных обломков кварц-серицитовых сланцев. Возраст песчано-сланцевой толщи определяется среднепалеозойским (Князев и др., 1963) или додевонским, предположительно нижнесилурийским (Гарецкий и др., 1964). В.С. Князев и др. (1970) сопоставляют терригенные толщи Айбугиры с кынгьрской свитой верхнего силура Центральных Каракумов, в отложениях которой широко распространены конгломераты. Карбонатные породы верхней части разреза, по-видимому, следует относить к позднему девону – раннему карбону.

Западнее породы фундамента вскрыты на Карабаурском валу. Здесь, в скв. Кокбахты-1, в интервале глубин 1055–1100 м, были подняты светлые мраморизованные известняки, а в скв. Кокбахты-2 в интервале глубин 1151–1251 м обнаружена толща темно-серых переслаивающихся известковистых песчаников, песчанистых известняков, аргиллитов и алевролитов, наклоненных под углом до 30°. В верхней части рассматриваемых отложений, в скв. 1 и 2 Кокбахты В.С. Князевым и др. (1970) установлена древняя каолиновая кора выветривания. Возраст этих пород складчатого фундамента нами (Гарецкий и др., 1964) определяется как верхний девон – нижний карбон. В.С. Князев и др. (1970) условно считают их ниже-среднекаменноугольными и включают в состав промежуточного комплекса отложений Туранской плиты.

Некоторые дополнительные сведения о составе пород фундамента Центрально-Устюртской зоны могут быть получены при изучении галек из основания юрских толщ восточной части Горного Мангышлака (естественные разрезы гор Тонаша, Камыста, Карашек-Карамая и разрезы скважин в овраге Келенды). Здесь, по данным С.Е. Петрова и Н.В. Петровой, в составе галек присутствуют кварц (34%)¹, коричневатые-серые алевролиты (19%), черные и красно-бурые кремни (14%), пестрые кварцевые порфириды (10%), ортофиры (5%), рогово-обманковые граниты (5%), серые и бурые песчаники (4%), гнейсы (3%), мраморы (1%), плотные аргиллиты и туфопесчаники (1%). В одной из галек песчаника Р.И. Вялова и А.И. Киричкова обнаружили брахиоподы предположительно каменноугольного возраста.

Г.Ф. Лунгерсгаузен, изучив ориентировку косослоистых серий основания юры, размер, окатанность и удлиненность галек, пришел к выводу, что область их сноса находилась в 100–200 км севернее или северо-северо-восточнее современного местоположения, скорее всего, у вала Карабаур.

¹ Процентное содержание усреднено.

В таком случае коричневато-серые алевролиты в гальках являются, очевидно, продуктом разрушения верхнепермско-нижнетриасовых толщ. Порфиры и ортофиры также происходят за счет эрозии верхнепалеозойско-нижнепермских эффузивов. Остальные породы в гальках — это результат разрушения пород фундамента Центрально-Устьюртской зоны, что еще раз указывает на широкое развитие среди них терригенных каменноугольных отложений. Исходя из этих данных и учитывая особенности гравитационного и магнитного полей Центрально-Устьюртской зоны, можно предположить, что под мощной терригенно-карбонатной толщей карбона (первичная ее мощность оценивается в несколько километров, ибо длительная эрозия, имевшая место в перми и в ранней юре, не смогла вскрыть более древние породы) здесь залегают плотные и высокомагнитные образования досилурийского (?)¹ возраста. Породы фундамента Центрально-Устьюртской зоны несогласно перекрываются в южной ее части терригенными толщами верхней перми — нижнего триаса, вскрытыми на Хоскудукской, Северо-Тасюкской и Уринской площадях.

Волновое поле преломленной волны t_{ϕ} , отождествляющейся с поверхностью фундамента Центрально-Устьюртской зоны, сложное. Форма записи преломленной волны вдоль годографа, по данным Н.Я Кунина, непрерывно изменяется, что отражает существование многочисленных субширотных нарушений фундамента (см. рис. 2). Граничные скорости волны t_{ϕ} в основном равны 5,6–6,0 км/сек, причем в сводовых частях крупных положительных структур (Карабаур, Хоскудук) граничные скорости несколько выше, чем в разделяющих их депрессиях.

По поверхности фундамента Центрально-Устьюртская зона представляет собой гряды, оборванную с севера и юга разломами: амплитуда смещения поверхности фундамента по северному разлому (Центрально-Устьюртскому) составляет 400–900 м, по южному (Южно-Устьюртскому) до 500 м. Глубина до поверхности фундамента в пределах этой зоны изменяется от 0,2 до 3,0 км.

Туаркырская складчатая зона располагается в юго-западной части Туранской плиты. Она резко отличается от граничащих с нею с запада, севера и востока соответственно Карабогазского, Южно-Мангышлакского и Каракумо-Байсунского массивов прежде всего тем, что гравитационные и магнитные аномалии здесь имеют четкие северо-западные простирания.

По особенностям естественных геофизических полей в пределах Туаркырской зоны четко обособляются две части: западная (Туаркырская) и восточная (Капланкырская), характеризующиеся различной интенсивностью, формой и взаимоотношением гравитационных и магнитных аномалий. Эти две части могут соответствовать различным структурно-формационным подзонам Туаркырской варисийской складчатой зоны.

Породы фундамента Туаркырской зоны обнажены в районе возвышенности Туаркыр — это спилиты, диабазы и сланцы среднего палеозоя (Курбатов, 1956; Кузнецов, Прусов, 1962).

В последние годы породы фундамента были вскрыты на площадях Кумсебшен, Дузьер, Аламанел, где они представлены сероцветными дислоцированными песчано-сланцевыми толщами предположительно ранне-среднекаменноугольного возраста (Князев и др., 1970). Это серые и темно-серые углисто-серицит-кремнистые и серицит-гидрослюдисто-кремнистые сланцы, темно-серые алевролиты и песчаники, характеризующиеся кварцево-полимиктовым составом. Среди кластической части, кроме преобладающего кварца, встречаются полевые шпаты, листочки слюды, гидрослюды, хлорит, эффузивы кислого состава, реже обломки эффузивов среднего состава, еще реже кварциты, кварцито-сланцы, слюдистые сланцы и другие метаморфические породы.

¹ Силурийские отложения здесь, по-видимому, представлены песчано-сланцевой толщей, типа вскрытой на Айбутирской площади.

В скв. Дузьер, пробуренной в северо-восточной части Туаркырской складчатой зоны, породы фундамента, по данным О.А. Карцевой, сложены темно-серыми углисто-сидеритово-серицитовыми микросланцами, содержащими прослойки песчаников. По ее мнению, эти породы отличаются от ниже-среднекаменноугольных терригенно-карбонатных отложений (вскрытых на площадях Курганчик-4р, Шапахты-2п, Сарыкамьш и входящих в состав квазиplatformенных чехлов Южно-Мангышлакского и Каракумо-Таджикского массивов) более высокой степенью вторичных изменений: они метаморфизованы до стадии филлитов.

В южной части Туаркырской зоны породы фундамента вскрыты несколькими скважинами на площади Модар. В скв. 304, 305, 306, 307 здесь наблюдались массивные или слабо разгнейсованные зеленовато-серые кристаллические меланократовые метагаббро (Князев и др., 1970). В скв. 307 и особенно 306 эти породы интенсивно катаклазированы и в ряде участков милонитизированы. В скв. Южный Модар-2 породы фундамента представлены темно-серыми, почти черными органогенно-обломочными, кристаллическими и спикюловыми известняками, пересланяющимися с плотными серыми алевролитами. В этой толще Н.Б. Гибшман определены фораминиферы и остракоды, позволяющие отнести вмещающие отложения к нижнему карбону (данные В.С.Князева, А.М.Чарыгина, П.В.Флоренского и др.).

В пределах Туаркырской зоны варисцид пройдены единичные профили КМПВ, на которых с поверхностью пород фундамента, вскрытой на Кумсебшенской площади, отождествляется преломляющая граница с $V_p = 5,5-5,8$ км/сек.

По данным Н.Я.Кунина, запись волны t_{ϕ} на сеймопрофилях в Кумсебшенском районе практически не отличается от записи на Кара-Богазском своде, однако динамические и кинематические признаки волн резко различны.

Данные сейсморазведки и бурения показывают, что поверхность фундамента Туаркырской варисцидийской зоны обладает значительной тектонической расчлененностью. Структуры, выраженные в ее рельефе, показаны на рис. 3.

Фундамент Туаркырской складчатой зоны несогласно перекрыт верхнепермскими - нижнетриасовыми отложениями, обнаженными в горах Туаркыр и вскрытыми скважинами на площадях Джамал и Модар. Подробно они будут рассмотрены в следующей главе.

КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПАЛЕОЗОЯ

Как указывалось выше, эпигеосинклиналиные палеозойские образования на востоке рассматриваемой территории обнажены на дневной поверхности. Они хорошо изучены прямыми геологическими методами и детально расчленены. В связи с этим их описание по Казахстано-Тянь-Шаньскому массиву проводится в стратиграфическом порядке по отдельным стратиграфическим комплексам: 1) ниже-среднедевонскому (нижний девон и эйфельский ярус), 2) средне-верхнедевонскому (живетский и франский ярусы), 3) нижнекаменноугольному (фаменский ярус - нижний карбон и башкирский ярус) и 4) верхнепалеозойскому (московский ярус среднего карбона, верхний карбон, пермская система и нижний отдел триасовой системы).

В пределах Туранской плиты в связи с ограниченностью геологической информации такое подробное описание на настоящей стадии исследований дать затруднительно. Поэтому мы описываем эпигеосинклиналиные палеозойские образования Туранской плиты по отдельным структурным элементам (массивам или зонам палеозойской складчатости), в пределах которых рассматриваемые отложения вскрыты буровыми скважинами и изучены сейсморазведкой.

КАЗАХСТАНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКИЙ МАССИВ

Эпигеосинклиналиные палеозойские образования этого массива, как уже отмечено, включают четыре стратиграфических комплекса, разделенных, как правило, региональными несогласиями и поверхностями региональных размывов.

Нижне-среднедевонский комплекс

Нижний девон и низы среднего девона Казахстано-Тянь-Шаньского массива представлены серией континентальных вулканических пород, состоящей из двух толщ: в нижней преобладают эффузивы среднего состава, верхняя сложена преимущественно кислыми эффузивами. Стратиграфический объем толщ палеонтологически установлен только в Юго-Западном Прибалхашье, где средние эффузивы коктаасской свиты содержат остатки примитивных псилофитов и относятся к нижнему девону; кислые эффузивы (карасайская свита) охарактеризованы более богатым комплексом псилофитов и протолепидодендронов и имеют нижедевонский - эйфельский возраст (Сенкевич, 1964). Все "порфириновые" толщи в дальнейшем мы будем условно параллелизовать с коктаасской свитой Прибалхашья и датировать нижним девоном. "Порфириновые" толщи также условно параллелизуем с карасайской свитой и получают индекс нижний девон-эйфельский ярус.

Установлено три зоны распространения нижнего-среднего девона. Западную и южную окраины Казахстано-Тянь-Шаньского массива занимают соответственно Убаганский и Курамынский вулканические пояса; в центральной части

массива лежат Северо-Киргизская и Иссык-Кульская внутренние впадины; северо-восточную окраину образует Центрально-Казахстанский девонский край-вой вулканический пояс.

Западная — южная периферическая зона

В Убаганском поясе ниже-среднедевонские образования выходят на предмезозойскую эрозионную поверхность на изолированных участках, залегая с несогласием на геосинклинальных нижнепалеозойских образованиях и перекрываясь отложениями живетского-франского ярусов. Эти образования представлены толщей лилово-бурых и розовато-серых кварцевых порфиров, реже миндалекаменных трахитовых порфиров, чередующихся с туфобрекчиями и литокристаллическими пепловыми, псаммитовыми, реже лапиллиевыми туфами. Сведения о мощности и внутреннем строении толщи весьма ограничены; возраст установлен по стратиграфическому положению; максимальная вскрытая мощность не превышает 400 м (можно предполагать, что мощность "порфировой" толщи достигает 1000 м). В нижних частях встречаются темно-бурые и зеленые андезитовые порфириты и их туфы, возможно, представляющие собой аналоги "порфирировой толщи". Насколько далеко протягивается эта толща на юг, неизвестно.

Кураминский пояс охватывает Кураминские горы и юго-восточную часть Чаткала, откуда он протягивается вдоль южной границы Казахстано-Тянь-Шаньского массива в хр. Атбаши и далее, в верховья р. Сарыджас. Девонские отложения этого вулканического пояса с разрывом и угловым несогласием налегают на флишевые и карбонатные толщи нижнего-верхнего силура Сумсарской позднекаледонской геосинклинали и на ее докембрийский комплекс основания. В низах порфирировой толщи Чаткала (кугалинская свита) наблюдается горизонт базальных конгломератов и грубозернистых песчаников. Вышележащие части разреза на севере представлены мощной туфогенно-осадочной толщей, сложенной песчаниками, туфопесчаниками и туфами андезито-дацитового состава с прослоями конгломератов, реже известковистых алевролитов, с мощными (до 200 м) покровами андезитовых порфиритов. Мощность до 1300 м. К юго-востоку мощность кугалинской свиты сокращается до 600-1000 м и в ее составе резко увеличивается содержание вулканических пород.

"Порфирировые" толщи в Кураминском краевом вулканическом поясе распространены на западе — в Моголтау, Кармазаре и Каржантау, где они с резким угловым несогласием ложатся на нижнесилурийский флиш. Взаимоотношения "порфирировых" и "порфиритовых" толщ неизвестны. В основании "порфирировой" толщи девона в Моголтау и Кармазаре прослеживается горизонт базальных брекчий и туфоконгломератов мощностью 10-20 м; выше следует толща зеленовато-серых, малиновых, фиолетово-серых липаритовых порфиров и их туфов; в средних частях толщи нередко покровы андезитовых и дацитовых плагиопорфиритов, в верхах толщи встречаются прослойки бурых туфопесчаников и туфоконгломератов. Мощность "порфирировой" толщи составляет около 1000 м, достигая 1500 м на р. Беляуты. Восточнее "порфирировые" толщи девона неизвестны. Липаритовые порфиры и порфиронды восточных склонов гор Босбутау, относимые иногда к девону, резко отличаются от бесспорно девонских эффузивов Чаткала и запада Босбутау по степени метаморфизма и могут быть параллелизованы с рифейской свитой Большого Нарына. С "порфирировыми" толщами Курамы и Кармазара ассоциируются небольшие массивы среднезернистых лейкократовых плагиогранитов, гранитов и амаеллитов. Аналогичные интрузии обнаружены и в Чаткале (Макарычев, Гесь, 1971).

На востоке "порфирировые" толщи нижнего девона прослеживаются вдоль южного края Нарынского среднего массива. Они обнажаются на юго-западном окончании Атбашинского хребта, где сложены рассланцованными дацитовыми и андезитовыми разностями с прослоями известняков, содержащих остатки морской фауны нижнего девона. Аналогично построена так называемая мукачинская свита на южных склонах хр. Сарыджас.

Полям распространения "порфиритовых" толщ нижнего девона под каменноугольными и пермскими отложениями Чу-Сарысуйской синеклизы и Восточно-Чуйской впадины, по данным Л.А. Певзнера (1970), отвечает Восточно-Чуйская область повышенного мелко мозаичного магнитного поля. Эта область занимает весь юго-восточный угол Чу-Сарысуйской синеклизы и протягивается к северо-западу вдоль северо-восточного борта Таласско-Тастинского поднятия. Ф.Н. Юдахин (1969) установил, что мощность эффузивных толщ нижнего-среднего девона в Северо-Киргизской впадине по сейсмическим данным составляет около 2000-2500 м.

В Северо-Киргизской впадине, протягивающейся в широтном направлении вдоль северного борта каледонской Киргизско-Терской эвгеосинклинальной зоны (рис. 4), "порфириновые" толщи девона относятся к альмерекской свите, а в Аральской впадине, ответвляющейся к юго-востоку от Северо-Киргизской, - к баркольской свите (Буртман, Медведев, 1959). Обе свиты резко несогласно налегают на сложноскладчатые структуры докембрия и со сравнительно небольшим (10-20°) угловым несогласием - на структуры ордовика Центрально-Киргизской геосинклинали. Их разрез открывает обычно горизонт базальных конгломератов мощностью от 20 до 50 м; выше следует толща андезитовых, андезито-базальтовых, реже базальтовых порфиритов, иногда мицдалекаменных; в виде линз и прослоев в толще залегают туфы порфиритов, реже - туфопесчаники, туфогенные алевролиты, кремнистые сланцы; в верхах иногда появляются прослойки липаритовых порфиров. Породы окрашены в зеленые, серые, черные тона. Вулканогенные и пирокластические разности составляют 60-70% мощности разреза. Общая мощность "порфириновых" толщ 1000-1500 м, местами - 1800 м; к востоку она снижается до 800-300 м.

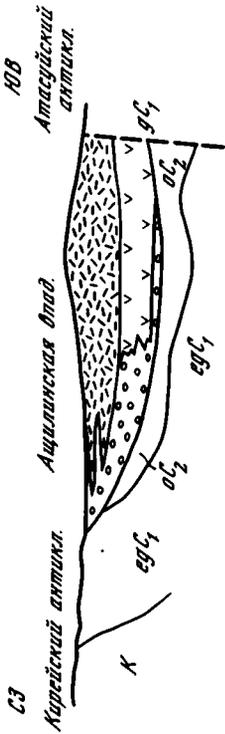
"Порфириновые" толщи Северо-Киргизской впадины выделены под названием кастекской свиты. Она с размывом и небольшим угловым несогласием перекрывает "порфириновые" толщи, но распространена гораздо шире, переходя на докембрийские, кембрийские и ордовикские геосинклинальные формации и силурийские гранитоиды.

На северных склонах хр. Киргизский Алатау кастекскую свиту образуют красно-бурые, розовые, фиолетово-серые, серые, зелено-серые липаритовые порфиры, фельзиты, липаритовые туфы, игнимбриты; на отдельных участках отмечены слои дацитовых и андезитовых лав. Туфогенно-терригенные породы в составе свиты играют резко подчиненную роль. Мощность свиты достигает 1200 м (р. Аксу), падая к востоку до 800 м (Боомское ущелье) и 450 м (р. Каракастек, стратотип свиты). Широкое распространение кастекской свиты в пределах Восточно-Чуйской предгорной впадины установлено Ф.Н. Юдахиным (1970) по характерным особенностям геомагнитного поля и подтверждено результатами бурения скв. 3 (Кант), "Б"-Саргоу, 2-П (Беловодская) и 16, вскрытыми на забое кислые эффузивы предположительно девонского возраста. На западе "порфириновые" толщи Северо-Киргизской впадины, вероятно, сливаются в единое поле с аналогичными породами Аральской впадины. Геомагнитные данные не дают ясного ответа о распространении кислых эффузивов девона в прилегающих частях Чу-Сарысуйской синеклизы. Однако вскрытые на забое скв. Джуваль-1 кварцевые порфиры и туфы указывают, что полоса вулканитов девона тянется от Аральской впадины далее на северо-запад вдоль юго-западного края Киргизско-Терской зоны.

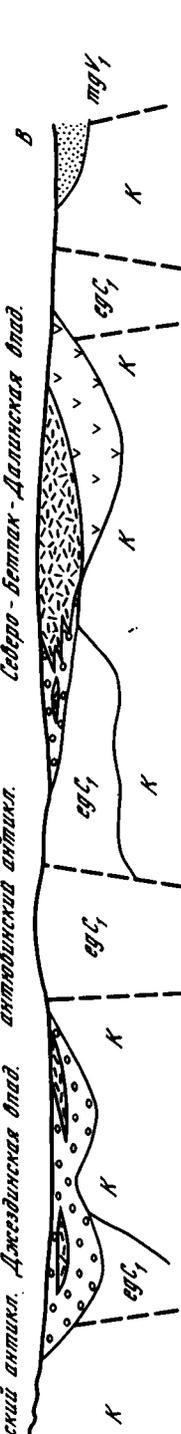
К Северо-Киргизской впадине тяготеет ряд мелких впадин, заполненных относительно маломощными эффузивами нижнего-среднего девона. Среди них следует упомянуть Каратаускую, Джумгольскую, Западно-Кендыктасскую и Тургенскую (в Заилийском Алатау).

В Иссык-Кульской впадине установлена кастекская свита, которая обнажена на северных склонах хр. Терской Алатау. На реках Барскаун и Баян-

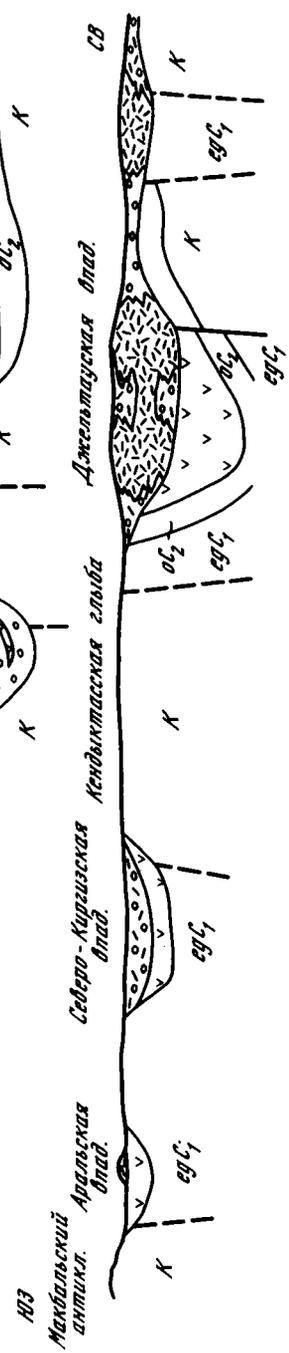
- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21



3 Улутарский антикл. Джебидинская впад. Ерегенкты-Джун-антиклинский антикл. Северо-Бетпак-Далинская впад.



Восточно-Бетпак-Далин-Найманская зона Чуйская глыба Западно-Балхашская впад. Джалаир-Джаланар-Найманская зона



Макбальский антикл. Аральская впад. Северо-Курганская впад. Мендыктасская глыба Джезьтауская впад.

ЮВ Атасуйский антикл. Ацилинская впад. Курейский антикл.

Рис. 4. Схематизированные формационные разрезы ниже-среднедевонских образований Казахстано-Тянь-Шаньского массива. Горизонтальный масштаб около 1:1 500 000, вертикальный - около 1:200 000

Формации орогенного ряда: 1 - порфирировая, 2 - порфирировая нерасчлененная; подформации порфирировой формации: 3 - андезито-базальтовая, 4 - липаритовая, 5 - вулканогенно-молассовая. Красноцветная молассовая формация; подформации: 6 - грубая моласса, 7 - тонкая моласса, 8 - пестроцветная карбонатная моласса (континентальная), 9 - красноцветная карбонатная моласса (прибрежно-морская); 10 - соленосная (лагунная и континентальная). Формации катаплатформенного (квазиплатформенного) ряда: 11 - карбонатная; подформации карбонатной формации: 12 - терригенно-карбонатная, 13 - рифовая; 14 - сероцветная морская терригенная формация, 15 - паралическая угленосная; 16 - базальтовая, 17 - щелочных эффузивов. Прочие обозначения: 18 - аллохтонная флишевая формация; 19 - стратиграфический объем формаций и их частей; 20 - структурные комплексы геосинклиналию фундаментa: К - карельский, реК - чехол карельского срединного массива; ег С₁ - эвгеосинклиналию раннекаледонский, мг С₁ - миогеосинклиналию раннекаледонский, гС₁ - геосинклиналию раннекаледонский; оС₂ - орогенный позднекаледонский, мг V₁ - миогеосинклиналию ранневарисский, мг V₂ - миогеосинклиналию поздневарисский; 21 - конседиментационные разломы



кол кастекскую свиту слагает 500-метровая толща флюидальных липаритовых порфиров, фельзитов и их туфов с горизонтами алевролитов и песчаников в верхах. На р. Джергалан установлены вулканические аппараты центрального типа, представленные штоками и пластовыми субвулканическими интрузиями гранит-порфиров, липаритовых кварцевых порфиров, фельзитов, переходящими на периферии в короткие потоки лавобрекчий. Мощностъ кастекской свиты в центральных частях Тюпской впадины, по данным Ф.Н. Юдахина, более 1000 м. Распространение кастекской свиты у восточного окончания оз. Иссык-Куль подтверждено результатами бурения скв. 1 (Тасминской).

Северо-восточная зона

Центрально-Казахстанский пояс в пределах рассматриваемой территории протягивается от Сарысу-Тенизского водораздела через Юго-Западное Прибалхашье, Чу-Илийские горы в хр. Кетмень, образуя вогнутую к западу дугу вдоль восточного и северного края Казахстано-Тянь-Шаньского массива. На Сарысу-Тенизском водоразделе "порфирировые" толщи низов разреза краевого вулканического пояса представлены "порфирировой свитой" нижедевонской акманьской серии (Тихомиров, Тихомирова, 1964; Мазарович и др., 1971), которая накладывается, как правило, на отрицательные структурные элементы каледонской геосинклиналию системы, заполненные молассоидными толщами верхнего ордовика и нижнего силура, наследуя их положение и тенденции к прогибанию. Последнее обстоятельство определяет незначительную величину углового несогласия в подошве "порфирировых" толщ.

"Порфирировая свита" нижнего девона, заполняющая на Сарысу-Тенизском водоразделе Ащилинскую впадину, изучена В.Г. Тихомировым на р. Ащилы (правый приток р. Жаман-Кон). Она образована зелеными и темно-бурыми конгломератами и туфопесчаниками с мощными (до 200-300 м) пачками миндалекаменных порфиров андезито-базальтового и базальтового составов, содержание которых в разрезе превышает 70%. Мощностъ свиты составляет около 1500 м, повышаясь в центре прогиба до 2000 м. О.А. Мазарович предло-

жил для нее наименование тараншинской свиты. К западу, по данным О.А. Мазаровича и др. (1971), содержание вулканогенных пород в тараншинской свите резко падает (см. рис. 4); в междуречье рек Жаксы-Кон и Жаман-Кон весь разрез слагают пестроцветные песчаники и конгломераты мощностью более 1000 м.

Вышележащая "порфировая" толща выделяется как желтымесская свита акманнской серии. Западная краевая часть Ашилинской впадины сложена 1300-метровой толщей пестроцветных и красноцветных песчаников с прослоями конгломератов и, реже, алевролитов; изредка встречаются линзы липаритовых порфиров, что позволяет параллелизовать эту толщу (Мазарович и др., 1971) с порфировой желтымесской свитой. К востоку в желтымесской свите уменьшается содержание обломочного материала и возрастает количество вулканогенных пород; свита приобретает осадочно-вулканогенный характер. Еще далее к востоку, в верховьях ручья Ашилы, желтымесская свита, по данным В.Г. Тихомирова, теряет последние прослои осадочных пород и слагается игнимбритами и лавами кварцевых липаритовых порфиров и дацитовых кварцевых альбитофиров со значительным содержанием туфов; мощность ее, очевидно, превышает 1500 м.

Процессы кислого вулканизма на Сарысу-Тенизском водоразделе завершились внедрением многочисленных интрузий лейкократовых и биотитовых гранитов, редко гранодиоритов, образующих пологие межформационные залежи большей частью между вулканитами девона и позднеордовикскими гранитоидами. Интрузии концентрируются преимущественно в западной краевой части Ашилинской впадины и за ее пределами на западе, вплоть до Улутау. Их абсолютный возраст 386 ± 19 млн. лет; интрузии с размывом перекрыты живетско-франской жаксыконской серией.

На севере Казахстано-Тянь-Шаньского массива, на Сарысу-Тенизском водоразделе и прилегающих территориях, известны отдельные изолированные приразломные впадины, заполненные кислыми эффузивами.

Совершенно иной разрез кызылтауской свиты нижнего-среднего девона описали В.А. Голубовский и др. (1971) в горах Эскулы к востоку от Улутауского массива. Свиту образуют пестроцветные песчаники, алевролиты, реже гравелиты и конгломераты с отдельными пластинами туфов, реже порфиров липаритового состава; мощность ее достигает 2800 м; возраст определяется остатками нижнедевонской флоры. По-видимому, кызылтауская свита заполняла здесь изолированную межгорную впадину.

К юго-востоку от Сарысу-Тенизского водораздела в Северо-Бетпак-Далинской впадине разрез мощных вулканических толщ нижнего-среднего девона изучен А.Е. Михайловым (1969) и М.Н. Щербаковой (1961). "Порфиритовую" толщу здесь представляет мунглинская свита, сложенная андезитобазальтовыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами с прослоями лавобрекчий и туфов; мощность ее достигает 2300 м (гора Мунглу). "Порфировая" толща, залегающая на подстилающих ее порфиритах нижнего девона с наибольшим угловым несогласием, сложена преимущественно туфобрекчиями липаритового состава с прослоями туфов, лавобрекчий и многочисленными субвулканическими телами флюидалных альбитофиров и кварцевых альбитофиров; М.Н. Щербакова выделяет ее под названием огузтауской свиты. Характер свиты позволяет предполагать наличие в пределах впадины группы крупных вулканических аппаратов. Мощность свиты составляет около 2000 м.

Кислым эффузивам девона Северо-Бетпак-Далинской впадины комагматичны многочисленные интрузии гранитоидов. Наиболее значительные Мунглинский и Кылчинский массивы, представляющие собой, по геофизическим данным Ю.В. Юнаковской, плоские межформационные интрузии типа гарполитов, внедрившиеся между эффузивами девона и складчатым ордовиком. Оба массива сложены серыми биотитовыми гранитами, в экзоконтактах - роговообманковые гранодиоритами.

В Беркутинском прогибе Северо-Западного Прибалхашья "порфиновые" толщи, ассоциирующиеся с крупными интрузиями гранитоидов (Никитина, Шужанов, 1969), близки вышеописанным. Они ложатся непосредственно на верхнеордовикские, нижнесилурийские и более древние отложения, поскольку "порфиритовые" толщи здесь отсутствуют.

В Восточной Бетпак-Дале и Чу-Илийских горах Центрально-Казахстанский вулканический пояс характеризуется поперечной зональностью, близкой к зональности, установленной для Сарысу-Тенизского сектора. В его внутренних по отношению к Казахстано-Тянь-Шаньскому массиву частях развиты континентальные терригенные накопления типа красноцветных моласс, заполняющие Восточно-Бетпак-Далинскую впадину.

В низах красноцветной терригенной толщи (коккасская свита) здесь развиты бурые, вишнево-бурые, коричневые, реже серые песчаники с прослоями конгломератов (галька гранито-гнейсов, гранитов, аплитов, порфиритов, пуддинговых песчаников, гравелитов и вишневых алевролитов). Содержание вулканогенных пород в толще весьма незначительно (не более 10-15%) и несколько повышается только в юго-восточных районах впадины, у родника Коктас (стратотип свиты). Мощность толщи достигает 2700 м у оз. Касым и снижается до 2000 м на юго-востоке впадины. Источники сноса, вероятно, лежали юго-западнее, в области Таласско-Тастинского поднятия.

Выше лежит с небольшим угловым несогласием карсая свита, базальные конгломераты которой содержат гальку гранитов, кристаллических сланцев, в меньшей мере - порфиритов; вверх по разрезу основную массу обломочного материала в конгломератах составляют обломки кислых эффузивов. Карсая свита сложена в основном желтыми и коричневыми полимиктовыми и вулканомиктовыми разнозернистыми песчаниками с прослоями туфопесчаников, пуддинговых песчаников, вулканомиктовых конгломератов, алевролитов; в виде отдельных пачек и прослоев присутствуют зелено-серые, розовые, красные, фиолетово-красные порфиры, фельзиты, лавобрекчии и туфы липаритового состава. Содержание вулканогенных пород не превышает 10-15% мощности свиты. Наиболее мощная (более 3000 м) и обогащенная грубообломочным материалом часть толщи, слагающей Восточно-Бетпак-Далинскую впадину, непосредственно примыкает к Джалаир-Найманской эвгеосинклинальной зоне; к юго-западу и юго-востоку мощность свиты падает до 1500-1000 м, а у западного края Чуйской глыбы свита выклинивается.

В районе горы Курманшите располагался крупный вулканический центр. Здесь развиты преимущественно вулканогенные породы: шаровые и пузырьчатые лавы и игнимбриты липаритового состава, флюидальные туфолавы и клас-толавы, кристаллические туфы и туфобрекчии. Прослои и пачки осадочных пород - зелено-серых, розовых, бурых, красных песчаников, реже конгломератов и алевролитов - составляют не более 15-20% мощности толщи. Здесь же располагаются крупные субвулканические интрузии, прорывающие нижне-средне-девонскую "порфиновую" толщу, сохранившуюся между интрузиями лишь в виде останцов (Шувалов, 1971).

К северо-востоку от Восточно-Бетпак-Далинской впадины лежало Бурунтавское поднятие (Маркова, 1961), служившее в раннем и среднем девоне источником сноса и отделяющее Восточно-Бетпак-Далинскую впадину от Западно-Балхашской. Последняя в отличие от первой заполнялась вулканогенными толщами. Порфиритовая коккасская свита здесь согласно налегает на верхнесилурийские терригенные отложения. В нижней части коккасской свиты преобладают средне- и мелкогалечные конгломераты, образующие пачки до 500 м мощностью; конгломераты состоят из обломков гнейсов, кристаллических сланцев, гранитов, снесенных с Бурунтавской глыбы, и местных пород: зеленых песчаников, сланцев, известняков и кремнистых пород силура и красноцветных песчаников, порфиритов и альбитофиров (девонских?). Верхние части разреза образованы чередующимися покровами андезитовых и базальтовых порфиритов, часто миндалекаменных, разделенных слоями туфов, туфопесчаников,

в меньшей степени песчаников. Участки преобладания в разрезе излившихся разностей позволяют предполагать близость к центрам излияний. Мощность коктасской свиты в наиболее погруженных северо-восточных частях Западно-Балхашской впадины достигает 2800 м (см. рис. 4).

Карасайская свита с небольшим угловым несогласием перекрывает порфиры коктасской свиты, наследуя область ее максимального накопления, и представлена однообразными альбитофирами и липаритовыми порфирами с прослоями пепловых и грубозернистых липаритовых туфов, туфопесчаников и аркозовых песчаников; мощность ее от 600 до 1700 м. В Мынаральском районе описан крупный стратовулкан, сложенный розово-серыми и серыми кварцевыми порфирами, их лавобрекчиями и игнимбритоподобными туфами и туфобрекчиями. К югу содержание вулканогенных пород в разрезе резко падает, и у залива Аккерме они целиком замещаются маломощными терригенными отложениями.

В Чу-Илийских горах в ранне-среднедевонское время располагалась крупная Джелтауская впадина. По данным С.Г. Токмачевой (Геология СССР, 1971) коктасская свита, налегающая с небольшим угловым несогласием на верхний ордовик и нижний силур, имеет здесь трехчленное строение. В низах прослеживается 200-300-метровый горизонт базальных конгломератов (галька кристаллических сланцев, гнейсов, гранитов и местных пород: зеленых песчаников и известняков силура). Средняя часть свиты сложена главным образом лавой андезитового и базальтового состава, реже туфами и туфопесчаниками; нередко в верхах этой части свиты появляются продукты дацитового и трахидацитового состава. При удалении от центров извержений преимущественно лавовые разрезы сменяются туфогенно-терригенными. Полосовые очертания лавовых ареалов позволяют предполагать трещинный характер извержений. В верхней части свиты преобладают вулканические красноцветные конгломераты и песчаники. Мощность свиты в юго-восточной части впадины достигает 3500 м.

Порфировая карасайская свита в Джелтауской впадине имеет максимальную (до 3000 м) мощность в северо-западной части. По данным С.Г. Токмачевой, карасайская свита, с небольшим угловым несогласием лежащая на породах коктасской свиты, сложена терригенно-вулканогенными образованиями. Вулканические центры, фиксируемые в разрезах преобладанием игнимбритовых покровов, лавобрекчий, грубых бомбовых туфов, субвулканическими интрузиями, некками, располагались преимущественно в периферических частях Джелтауской впадины. В структурном отношении вулканическим центрам отвечают обычно брахиантиклинали. По мере удаления от вулканических центров эффузивные фации вытесняются из разреза пирокластическими и обломочными. Вулканические центры имеют в поперечнике 15-30 км; они представляли собой обособленные крупные стратовулканы или группы стратовулканов. Такие вулканические "узлы" группируются в две крупные параллельные линии северо-западного простирания: северную - Сарытумскую линию (Андасайский, Куланский, Алакольский и другие узлы) и южную - Джелтаускую линию (Кызылсайский, Хантауский, Куеликаринский и другие узлы).

Вулканическим толщам девона Джелтауской и Западно-Балхашской впадин комагматичны широко распространенные в этом районе интрузии лейкократовых биотитовых гранитов (Дворцова, 1963); гигантские массы гранитной магмы сформировали две группы массивов: Каибскую и Джелтаускую. Первая располагается в пределах Бурунтавского поднятия, вторая - прорывает ниже-среднедевонские вулканы Джелтауской впадины. Подавляющее большинство массивов (по геофизическим и геологическим данным) - относительно маломощные (2-4 км), плоские тела с пологой кровлей, занимающие межформационные полости отслоения между различными структурными комплексами.

Девонский интрузивный комплекс формировался многофазно (Маркова, 1961) формирование дополнительных интрузий и дайкового комплекса завершилось в течение позднего девона.

В западных частях Балхашской впадины под кайнозойским платформенным чехлом геофизическими исследованиями Т.Б. Саргаскаева (Геология СССР, 1971а) установлено широкое распространение кислых эффузивов и лейкократовых гранитов, непосредственно смыкающихся с выходами соответствующих пород девона в Чу-Илийских горах. Аналогии в геологической позиции Западного Прибалхашья и Илийской впадины позволяют предполагать непосредственное продолжение девонского краевого вулканического пояса к востоку, в Илийскую впадину.

Эти соображения подкрепляются обнаруженными в последние годы выходами девонских вулканогенных отложений в ряде мест Илийской впадины. Впервые они были выделены В.В. Науменко в 1960 г. в хр. Алтынемель, а в 1965 г. В.Ф. Беспаловым в горах Долантау на основании находок ниже-среднедевонских растений. Основание девонских толщ Илийской впадины неизвестно. Л.И. Скринник (1971) выделила здесь три толщи: а) нижнюю красноцветную молассовую (песчаники, гравелиты, конгломераты) мощностью до 600 м; б) среднюю вулканогенную (лавы, лавобрекчии, агломератные туфы липарито-дацитового состава) — около 1000 м; в) верхнюю красноцветную молассовую, лежащую с несогласием на эффузивах (песчаники, гравелиты, конгломераты, алевролиты) мощностью до 300 м. Не исключен более молодой (живетско-франский) возраст верхней толщи.

К Центрально-Казахстанскому вулканическому поясу должны быть причислены также и девонские эффузивы хр. Кетмень, возможно, соединяющиеся с девонскими эффузивами Илийской впадины в единое поле. По данным М.А. Касьмова и др. (1969), в хр. Кетмень несогласно на образованиях ордовика и силура лежит "порфирировая" толща бурых конгломератов, песчаников и алевролитов, содержащая покровы андезито-дацитовых и дацитовых порфиритов и туфов; мощность ее составляет 1000–1200 м. Несколько южнее, в водораздельной части хр. Кетмень, под несогласно лежащими известняками турне те же авторы описали 1000-метровую "порфирировую" толщу розовых и красных фельзит-порфиром, игнимбритов, липаритовых туфов и туфолов, с которой ассоциируют штоки биотитовых порфиридных гранитов.

Кетменские разрезы напоминают разрезы карасайской свиты Западно-Балхашской и Дзельтауской впадин, одновременно отличаясь от мало мощных, почти чисто эффузивных разрезов кастекской свиты Северного Тянь-Шаня, заполняющих отдельные изолированные впадины. Эти обстоятельства позволяют предполагать непрерывное развитие девонского вулканического пояса между Прибалхашьем и Илийской впадиной.

Следует заметить, что вдоль северо-восточного края Казахстано-Тянь-Шаньского массива, непосредственно на контакте с варисцидами прослеживается прерывистая полоса терригенных морских сероцветных отложений нижнего и среднего девона, аналогичных разновозрастным осадкам Джунгаро-Балхашской системы и заключающих окаменелости жединского, зигенского и эмского ярусов. Эти отложения описаны у Акжал-Аксоранского разлома А.В. Авдеевым и др. (1971а), в Южно-Джунгарском антиклинории — Н.А. Афоничевым и другими исследователями. Терригенные морские отложения нижнего и среднего девона представляют собой аллохтонные для Казахстано-Тянь-Шаньского массива формации, поэтому мы их не рассматриваем.

Средне-верхнедевонский комплекс

В течение живетско-франского времени в пределах Казахстано-Тянь-Шаньского массива накапливаются отложения, которые заметно отличаются от ниже лежащих образований. Южная и юго-западная периферические зоны массива покрыты морскими карбонатными толщами; центральная, внутренняя часть массива характеризуется накоплением красноцветных континентальных молассовых отложений в межгорных и предгорных впадинах, ассоциирующихся местами с

вулканогенной базальтовой толщей. Центрально-Казахстанский и Убаганский вулканические пояса в среднем девоне завершают свое развитие. Живетские и франские отложения в морских фашиях содержат богатую фауну брахиопод и кораллов Среднеазиатской провинции; континентальные осадки живетского яруса охарактеризованы остатками флоры (Сенкевич, 1964). Описание образований живетско-франского возраста целесообразно вести, как и для образований ранне-среднедевонского этапа, по трем зонам: западной — южной периферической, центральной и северо-восточной периферической.

Западная — южная периферическая зона

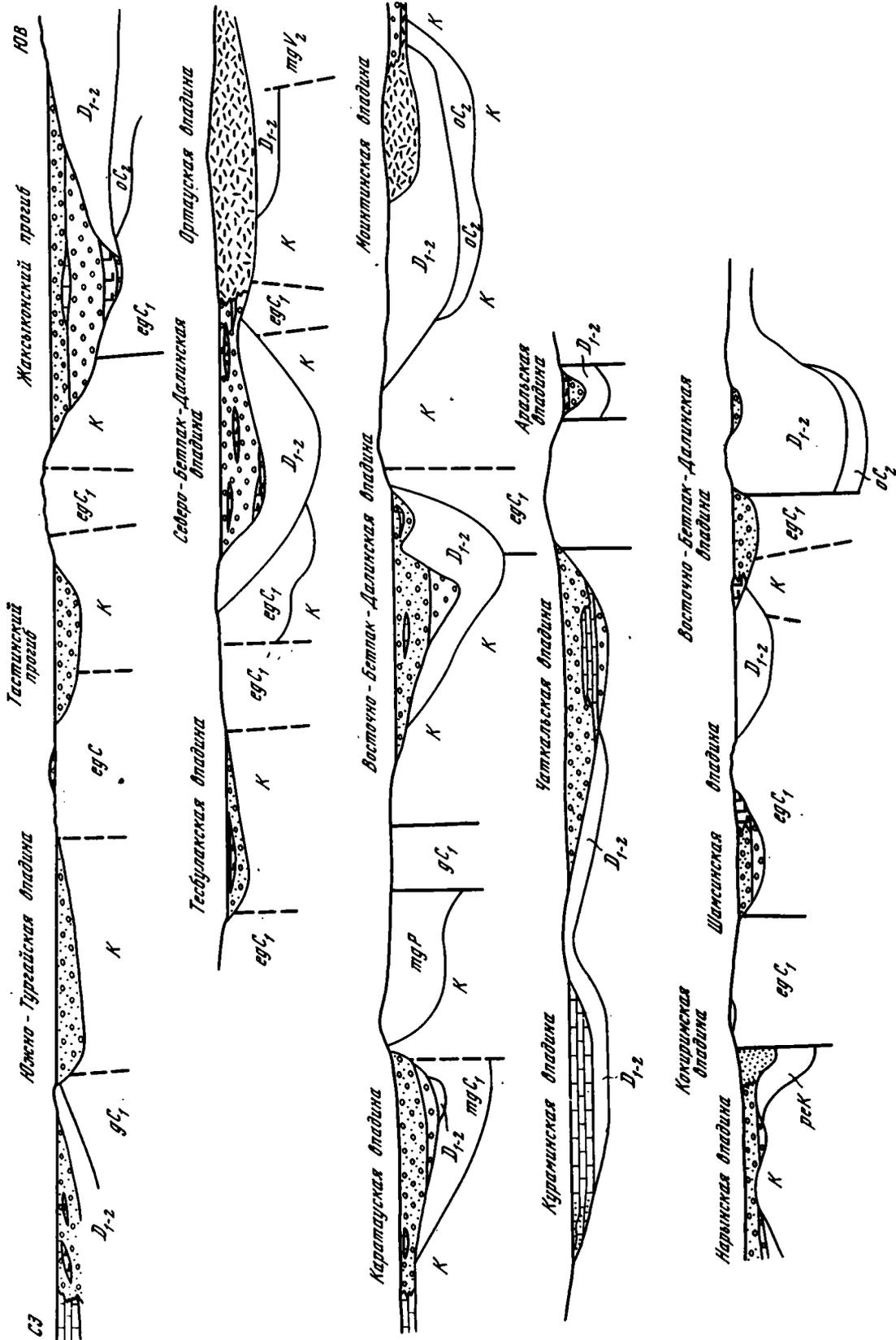
В северной части этой зоны, в Тургайском прогибе, живетские-франские образования обширными полями выходят на предмезозойскую эрозионную поверхность и вскрыты многочисленными скважинами (Геология СССР, 1971б).

В ядрах антиклиналей Валерьяновской подзоны вскрыты бурением морские карбонатные отложения живетского и франского ярусов, протягивающиеся из прилегающих частей Уральской геосинклинальной системы. В Таунсорской антиклинали обнаружены темно-серые известняки с прослоями песчанистых сланцев и туффитов, содержащие кораллы и брахиоподы живетского яруса; вскрытая мощность отложений около 50 м. У пос. Нелиюбинка развиты темно-серые органогенные известняки с брахиоподами и кораллами франского яруса видимой мощностью 10 м. Эта толща развита в Валерьяновской подзоне Кустанайского синклинория и, очевидно, протягивается узкой полосой далее к югу, к северным берегам Аральского моря.

В Боровской подзоне Кустанайского синклинория рассматриваемые отложения представлены красноцветной вулканогенной молассой (рис. 5). У пос. Большая Чураковка живетско-франские образования, с размывом налегающие на липаритовые порфиры нижнего-среднего девона, в основании представлены 135-метровой пачкой красно-коричневых конгломератов с обломками эффузивов кислого и среднего состава, реже гранитоидов, кварцитов и кварцево-сланцев; конгломераты чередуются с гравелитами, красными полимиктовыми загипсованными песчаниками и алевролитами, содержащими линзочки гипса и ангидрита мощностью до 5 см. Выше залегают темно-серые базальтовые порфириты. Выше лежащие части разреза живетско-франских образований вскрыты в районе станции Казанбасы. Здесь красно-коричневые и лиловые андезитовые и андезито-базальтовые порфириты с прослоями туфов и пачками бурых туфогенных алевролитов (375 м) перекрыты бурыми конгломератами с обломками кислых эффузивов (вероятно, из нижнего девона) и порфиритов и красноцветными песчаниками с покровами андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов и их туфов (270 м). Выше с конгломератами в основании лежат терригенно-карбонатные осадки фаменского яруса. Возраст описанной вулканогенно-терригенной толщи устанавливается по стратиграфическому ее положению и сопоставлению с разрезами Сарысу-Тенизского водораздела. Полная ее мощность неизвестна, во всяком случае она превышает 850 м.

В районе Убаганского поднятия вокруг Егенкульского выступа каледонского фундамента, полосой вдоль Севастопольского разлома и по окраинам Южно-Тургайского массива широко распространены аналогичные образования, содержащие, однако, заметно меньшее количество вулканогенных пород. Живетско-франские (?) отложения здесь налегают с размывом на кислые эффузивы нижнего-среднего девона и нижний палеозой и сложены красноцветными

Рис. 5. Схематизированные формационные разрезы средне-верхнедевонских образований Казахстано-Тянь-Шаньского массива. Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4



полимиктовыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами; в подчиненном количестве, преимущественно в низах толщи, встречаются покровы зелено-серых и темно-бурых миндалекаменных андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов и их туфов и прослой конгломератов (галька алевролитов, аргиллитов, порфиритов, кварцитов, яшм и серицит-хлоритовых сланцев). Мощность толщи составляет около 800 м.

Строение девонских образований в Восточном Приаралье и в низовьях р. Сырдарьи неизвестно. Можно предполагать, что здесь находят свое окончание описанные выше полосы развития морских карбонатных и континентальных вулканогенно-терригенных красноцветных отложений.

В южной периферической части Казахстано-Тянь-Шаньского массива живетские и франские отложения представлены либо терригенно-карбонатными, преимущественно морскими осадками (Кураминские горы), либо континентальными, преимущественно красноцветными (Чаткал и Нарынский массив).

Морская карбонатная формация, как и в Тургайском прогибе, тяготеет к краевой части Казахстано-Тянь-Шаньского массива, распространяясь из геосинклинальной варисийской системы Южного Тянь-Шаня. Она развита здесь в значительном бассейне запад-северо-западного простирания, ограниченном с юга и севера поднятиями и раскрывающемся к юго-востоку, в варисийскую геосинклинальную систему. Северо-западное продолжение этого седиментационного бассейна, который можно именовать Кураминской впадиной (см. рис. 5), еще неясно. Можно, однако, предполагать, что морские отложения живетского возраста распространяются вплоть до района станции Чилили, где на горе Чаулинчи обнаружены обломки живетских кораллов (Геология СССР, 1971в).

В пределах Кураминской впадины живетский и франский ярусы обнажены преимущественно в ее западной части: в горах Кармазар, Калканата и Каржантау. На юго-западе (горы Моголтау, Калканата) с размывом и угловым несогласием на порфировой толще нижнего-среднего девона лежит базальная терригенная пачка (машрапская свита), сложенная зелено-бурыми и серыми конгломератами, перекрытыми зелено-серыми и красно-бурыми песчаниками. Мощность базальной пачки растет к югу от 300 м (Калканата) до 570 м (Моголтау), что, по-видимому, свидетельствует о приближении к области размыва, располагавшейся вдоль современного течения р. Сырдарьи. Выше лежащая часть живетского яруса (550-620 м) сложена толщей тонкослоистых известняков, мергелей и доломитов. Возраст их определяется находками живетской фауны. Франскому ярусу соответствуют джарбулакская, умбетинская и текелинская свиты известняков и мергелей (200-300 м). Севернее, в районах Алмалыка и Сокака, живетский и франский ярусы (за исключением базальной пачки пуддинговых песчаников мощностью от 40 до 80 м) представлены карбонатными осадками: серыми и белыми кристаллическими известняками с прослоями мергелей, доломитов и на севере (у Каратерекско-Майдантальского поднятия) - песчаников; мощность толщи около 1000 м. Аналогично представлены живетско-франские отложения и на горе Босбутау.

От Чаткальской впадины Кураминскую впадину отделяет Каратерекское поднятие с сокращенными разрезами живетского и франского ярусов. Северо-западные части поднятия в низовьях р. Коксу на протяжении живетского и франского веков оставались областью размыва: известняки фаменского яруса с несогласием лежат на нижнем палеозое.

К южной периферической зоне Казахстано-Тянь-Шаньского массива относятся также отложения, перекрывающие Нарынский массив. Вместе с синхронными им отложениями Большого Каратау и Чаткала они образуют гигантский предгорный шлейф, сопровождающий с юго-западной стороны поднятия, которые ограничены Каратау-Таласским разломом и линией Николаева. Этот предгорный шлейф, сложенный в Чаткале и Каратау красноцветной моласской тюлькубашской свиты франского яруса, входит в структуры центральной зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива, а в Нарынской впадине - в его южную периферическую зону.

В Большом Каратау развита красноцветная континентальная моласса тюлькубашской свиты, представленная пролювиально-аллювиальными и дельтовыми отложениями. Лишь на крайнем северо-западе Большого Каратау в ней появляются морские серые и зеленые глинистые сланцы и алевролиты с прослоями известняков, содержащих остатки криноидей, кораллов и брахиопод. На северо-западе хребта в основании тюлькубашской свиты, лежащей с небольшим угловым (нередко с параллельным) несогласием на вулканитах нижнего-среднего девона (?) и на терригенных отложениях среднего и верхнего ордовика, по данным Е.А. Похвисневой (1959), обособляется нижняя грубообломочная "подсвита", сложенная темно-красными и темно-серыми конгломератами с линзами песчаников и алевролитов; конгломераты слабо сортированы, галька различной окатанности размером от 3 до 8 см в поперечнике; встречаются валуны до 30-50 см. Среди обломков преобладают терригенные породы ордовика, реже представлены верхнекембрийские известняки и карбонатные породы тамдинской серии Малого Каратау. Мощность "подсвиты" колеблется от 50-80 м на северо-западе до 300-400 м в Центральном Каратау.

Верхняя песчаниковая "подсвита" связана с конгломератовой постепенным переходом; в Юго-Восточном Каратау она через базальные конгломераты мощностью в первые десятки метров ложится на нижний палеозой. Представлена "подсвита" преимущественно среднезернистыми полимиктовыми и аркозовыми красноцветными, реже зелено-серыми песчаниками с метровыми прослоями красных и вишнево-бурых алевролитов и аргиллитов. В песчаниках хорошо выражена косая слоистость с наклоном слоев в юго-западных румбах; на поверхностях напластования встречаются знаки волновой ряби и трещины усыхания. В песчаниках известны остатки флоры и пресноводных филопод. Максимальные (свыше 2000 м) мощности тюлькубашской свиты характерны для Центрального Каратау и для участков, приближенных к Каратау-Таласскому разлому, хотя разрывные смещения непосредственно по линии этого разлома во франском веке не отмечаются. К северо-западу (гора Даут) и к юго-востоку (гора Джабаглы, р. Сусинген) мощность свиты падает до 1000 м. Можно полагать, что мощности сокращаются также и к юго-западу, где одновременно с этим появляются морские франские отложения. Таким образом, по мощности тюлькубашской свиты вырисовывается асимметричный предгорный прогиб (см. рис. 5), заполняющийся в начале франского века пролювиальными отложениями разобнесенных конусов выноса, которые затем сомкнулись и образовали пологий предгорный шлейф, сменившийся к концу франского века плоской аллювиально-пролювиальной прибрежной равниной.

В пределах Майдантальской перемычки, разделяющей Каратаускую и Чаткальскую впадины, тюлькубашская свита представлена только своими верхними горизонтами: розовыми мелко-среднезернистыми аркозовыми песчаниками, содержащими остатки рыб, общей мощностью до 400 м.

Далее к юго-востоку, в Сандалашском и Чаткальском хребтах тюлькубашская свита начинается базальными конгломератами, залегающими с размывом и несогласием на порфиритах куталинской свиты нижнего-среднего девона, переходя с нее на геосинклинальные образования силура и нижнего палеозоя. Сложена свита фиолетово-бурыми, красно-бурыми, реже зелено-серыми разнозернистыми песчаниками, гравелитами и конгломератами (галька кварца, пестрых кремнистых пород, гранитов, песчаников и сланцев нижнего палеозоя). В верхах свиты выделяется 300-400-метровая пачка розовых аркозовых косо-слоистых песчаников; в юго-восточном направлении в этих песчаниках появляются прослой аргиллитов, мергелей, туффитов, иногда - пачки гипсов до 30 м мощностью. Мощность тюлькубашской свиты возрастает с запада на восток от 150 до 1400 м.

Для юго-восточных склонов Чаткальского хребта характерны разрезы переходного прибрежно-морского типа (см. рис. 5). Здесь на куталинской свите нижнего-среднего девона с размывом лежат отложения живетского яруса, начинающиеся базальными конгломератами мощностью от 60 до 150 м. Выше

следуют розовые и малиновые песчаники с прослоями алевролитов, мергелей и известняков (около 750 м); верхнюю часть разреза живетского яруса слагают известняки мощностью от 60 до 300 м, содержащие остатки брахиопод и кораллов живета. Мощность живетского яруса достигает 1200 м; на Каратерекском поднятии он выклинивается. Выше согласно лежат очень близкие к тюлькубашской свите отложения франского яруса, в низах — морские известняки с остатками фауны и с прослоями желто-серых и розовых песчаников, в средней части — красно-бурые песчаники и вишневые алевролиты с прослоями известняков, верхнюю часть образуют преимущественно розовые мелкозернистые аркозовые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и иногда гипсов. Мощность франского яруса колеблется от 200 м на Каратерекском поднятии до 1200 м на востоке, у р. Афлагун.

Чаткальская впадина на северо-востоке срезана Таласо-Ферганским разломом. Нарынская впадина, составляющая, по-видимому, ее восточное продолжение, заполнена отложениями тюлькубашской свиты, весьма близкими к чаткальским. Тюлькубашская свита в Нарынской впадине (ее относят здесь к средне-позднему девону, хотя, по-видимому, ее возраст также ограничивается франским веком) почти везде ложится с размывом и параллельным несогласием на средне-верхнеордовикские отложения. Низы ее представлены зелеными и бурыми полимиктовыми пуддинговыми песчаниками с прослоями гравелитов и конгломератов (около 700–800 м); среднюю часть образуют бурые и малиновые, прослоями зеленые песчаники с пластами конгломератов и вишнево-бурых алевролитов (500–600 м); в верхах мы вновь встречаем знакомую пачку розовых аркозовых песчаников (300 м). Общая мощность свиты колеблется от 600–800 м (хр. Молдотау) до 1800–2000 м (хребты Кавактау, Джетымтау).

Как и в Чаткальской впадине, в Нарыне прослеживается следующая закономерность: наиболее грубые по составу разрезы имеют наибольшую мощность, сокращенные разрезы характеризуются наиболее тонким составом и часто слагаются только верхними горизонтами свиты — розовыми мелкозернистыми аркозовыми песчаниками. Таким образом, можно видеть, что вся область накопления тюлькубашской свиты от хр. Большой Каратау до Нарынской впадины обладала одинаковыми палеогеографическими и палеотектоническими условиями. В начале седиментационного цикла в отдельных впадинах формировались разобщенные грубообломочные пролювиальные конусы выноса, перекрытые в дальнейшем осадками пологого аллювиально-пролювиального предгорного шлейфа¹.

Однако среди живетских-франских осадков Нарынской впадины мы встречаем характерную разновидность моласс, отсутствующую в Каратау и Чаткале. Это сероцветные и пестроцветные кластические осадки узких и глубоких предгорных прогибов, входящих в состав кокиримской (верхний девон — турне) и коктайской (верхний девон) свит. Можно полагать, что нижние части обеих свит откладывались в течение франского века (основания обеих свит неизвестны). В хр. Кокиримтау в нижней части кокиримской свиты (имеющей общую мощность около 3000 м) преобладают серые и зелено-серые глинистые сланцы, алевролиты и песчаники с редкими прослоями бурых и малиново-серых песча-

1

Большой интерес представляет горизонт характерных розовых аркозовых песчаников в верхах тюлькубашской свиты Чаткала и Нарынской впадины. Появление аркозового кластического материала в конце франского века можно связать с массовым выходом в сферу эрозии силурийских гранитных интрузий. Действительно, ниже-среднедевонские образования ложатся почти исключительно на нижний палеозой, в то время как верхнедевонские — каменноугольные породы очень часто лежат на уже размытой поверхности силурийских и силурийско-раннедевонских гранитов.

ников и известковистых конгломератов; выше по разрезу появляются прослой мелкогалечных конгломератов и пелитоморфных известняков. В верхах разреза собраны остатки позднедевонской флоры (О. Садыбакасов) и фораминиферы (Б.В. Поярков) верхнего девона — турне. Несколько отличный характер имеет коктайская свита хр. Байдулы: низы представлены пестроцветной толщей темно-серых, зелено-серых и лиловых песчаников, алевролитов и глинистых сланцев с прослоями известняков; верхняя часть сложена красноцветными песчаниками, конгломератами, гравелитами и алевролитами. Органических остатков свита не содержит; мощность ее около 2000 м. По данным Е.В. Христова (1971), коктайская свита перекрыта верхнефаменскими известковистыми конгломератами.

Центральная зона

В центральной, внутренней зоне Казахстано-Тянь-Шаньского массива, в живетское и франское время накапливались красноцветные континентальные терригенные отложения молассового облика, местами содержащие вулканиты преимущественно основного состава. К этой зоне относятся Южно-Тургайская впадина, Каратауский предгорный прогиб, охарактеризованный выше, многочисленные межгорные впадины на Сарысу-Тенизском водоразделе и в Северном Тянь-Шане и крупный предгорный Восточно-Бетпак-Далинский прогиб.

Строение живетских-франских отложений Южно-Тургайской впадины, скрытых под мощным мезозойско-кайнозойским чехлом, известно еще недостаточно. В XXXIV томе "Геологии СССР" указывается, что здесь развита толща красноцветных полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов с прослоями конгломератов. Вулканогенные породы в этой толще пока не обнаружены. Мощность толщи достигает 2000 м, снижаясь к югу, востоку и северо-востоку. По-видимому, толща заполняет предгорный прогиб, вытянутый вдоль Убаганского поднятия.

В северной половине центральной части Казахстано-Тянь-Шаньского массива живетско-франские отложения объединяются в жаксыконскую серию, заполняющую ряд небольших межгорных впадин. Присутствуют в ее составе и эффузивы основного и среднего состава, чередующиеся в нижней части серии с терригенными породами. Материалы по строению серии были обобщены А.Е. Михайловым (1969), О.А. Мазаровичем и др. (1971), В.А. Голубовским и др. (1971). Важнейшие впадины, заполненные отложениями жаксыконской серии (Ю.А. Зайцев, О.А. Мазарович и В.Г. Тихомиров, 1971, именуют их прогибами), следующие: на севере лежат Тастинский и Кыпшакский прогибы; Каптадырско-Кирейское поднятие отделяет их от Жаксыконского прогиба; далее к юго-западу следуют Арганатинское и Теректинское поднятия; на юге располагаются очень глубокие Тамдинский и Шагырлинский прогибы.

Схемы стратиграфического расчленения жаксыконской серии несколько отличны на севере и юге Сарысу-Тенизского водораздела. В Жаксыконском прогибе в ее низах лежит талдысайская осадочно-вулканогенная свита, которой в Тамдинском и Шагырлинском прогибах соответствует кыштауская свита. Выше располагаются соответственно кумадырская и аиртауская свиты. Верхи разреза на севере образуют дайринская свита, которой на юге отвечает джездинская свита и уйтасская свита, частично заходящая, вероятно, в низы фаменского яруса.

Разрез Тастинского и Кыпшакского прогибов относится к чисто осадочному типу. В его основании лежат аналоги талдысайской свиты, представленные красноцветными конгломератами и песчаниками, в верхней части которых встречены прослой зелено-серых песчаников и пелитоморфных известняков; мощность талдысайской свиты в Кыпшакском прогибе составляет 750 м. Кумадырская свита здесь не установлена, и на талдысайскую свиту с несогласием ложатся красноцветные конгломераты, гравелиты и песчаники дайринской свиты мощностью до 350 м. Следует отметить, что на дневной поверхности об-

нажен только южный борт Кыпшаковского прогиба: центральные его части к югу от оз. Тениз закрыты каменноугольными и пермскими отложениями.

На Каптадырско-Кирейском поднятии лишь в отдельных местах лежат красноцветные конгломераты и песчаники дайринской свиты мощностью до 300 м. Талдысайская и кумадырская свиты здесь, очевидно, не накапливались.

В Жаксыконском прогибе стратотипический наиболее полный разрез жаксыконской серии расположен в среднем течении р. Жаксы-Кон. В его низах талдысайская свита лежит с несогласием на ниже-среднедевонских туфах кислого состава. Нижняя подсвита талдысайской свиты образована красноцветными конгломератами и песчаниками, зелеными песчаниками и туфопесчаниками мощностью до 1000–1100 м. Средняя подсвита представлена диабазовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, реже туфами с пластами и линзами зеленых и красноцветных песчаников и алевролитов; мощность ее достигает 1100 м. Верхняя подсвита талдысайской свиты сложена пестроцветными песчаниками и алевролитами, часто косослоистыми, с трещинами усыхания; песчаники и алевролиты содержат отдельные покровы и линзы андезитовых порфиритов и туфов кислого и среднего состава, а также маркирующие пласты темно-серых известняков; мощность подсвиты достигает 1400 м.

Кумадырская свита в опорном разрезе Жаксыконского прогиба согласно сменяет верхнюю подсвиту талдысайской свиты и распространена шире нее (см. рис. 5). Она сложена среднегалечными фиолетово-серыми и красно-бурыми конгломератами с прослоями фиолетовых песчаников и гравелитов, изредка – туфов липаритового состава; максимальная мощность свиты достигает 620 м. На кумадырской свите с угловым несогласием лежит дайринская свита, представленная пачкой красноцветных конгломератов, гравелитов и косослоистых песчаников мощностью до 500 м; в верхах свиты появляются алевролиты с прослоями мергелей и известняков мощностью до 100 м, возможно, синхронные первой половине фаменского века. Таким образом, общая мощность жаксыконской серии в центральной части Жаксыконского прогиба достигает 4400 м; в бортовых частях прогиба мощность жаксыконской серии сокращается до 2500–1500 м.

В ответвляющихся в юго-восточном направлении от Жаксыконского прогиба небольших узких прогибах, примером которых может служить Жаманконский, сохраняется общий характер жаксыконской серии, однако в ее составе присутствует значительное количество (до 40%) вулканогенных пород. В талдысайской свите это по-прежнему андезито-базальтовые вулканыты, но в аналогах кумадырской свиты появляются многочисленные прослои туфов липаритового состава. Дайринская свита представлена красноцветными конгломератами.

В южной части Сарысу-Тенизского водораздела наиболее изучен Шагырлинский прогиб (Голубовский и др., 1971). Здесь в основании разреза с угловым несогласием на докембрии и нижнем палеозое располагается кыштауская свита. Базальную ее пачку образуют базальтовые андезитовые и андезито-дацитовые порфириты мощностью до 600 м. Выше следуют красноцветные, серые, реже зеленые песчаники с многочисленными прослоями конгломератов, гравелитов и алевролитов; мощность свиты около 2300 м. На ней согласно лежит айртауская свита, построенная преимущественно крупногалечными конгломератами с прослоями песчаников и ярких вишнево-красных алевролитов; ее мощность составляет 1300 м. Завершает разрез лежащая джездинская свита, сложенная грубыми конгломератами с подчиненным количеством аркозовых песчаников и алевролитов; местами (гора Кыштау) в свите присутствуют покровы андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов и лапильных туфов. Мощность джездинской свиты около 1100 м. Суммарная мощность жаксыконской серии в центре Шагырлинского прогиба достигает 4700 м; в бортовых частях прогиба происходит выклинивание сначала кыштауской, затем айртауской свиты, и общая мощность разреза уменьшается до 2500 м. На крыльях Теректинского поднятия присутствует уже лишь одна джездинская свита мощностью до 300 м.

В Тамдинском прогибе, лежащем к югу от Арганатинского поднятия, жаксыконская серия имеет характер, близкий к разрезам Шагырлинского прогиба, однако заметно отличается более тонким, преимущественно песчаным составом; эффузивы в низах кыштауской свиты присутствуют лишь на севере прогиба; в его центральных частях в верхах кыштауской свиты появляются прослой зеленых мергелей, указывающих на озерные условия осадконакопления. Мощность жаксыконской серии по р. Тамды составляет, по данным Э.Н. Елиной, около 5000 м. Тамдинский прогиб ограничен с юга Карсакапайским поднятием, поставившим в его пределы значительное количество кластического материала. В.А. Голубовский (1971) полагает, что прогиб, заполненный молассами жаксыконской серии, располагался и к востоку от этого поднятия, в районе Ку-молинской синклинали.

О.А. Мазарович и др. (1971), изучавшие условия накопления жаксыконской серии, отмечают, что обломочный материал для ее формирования поставляли многочисленные поднятия Сарысу-Тенизского водораздела; по мере приближения к ним размеры обломков увеличиваются; состав их отвечает составу толщ докембрия и нижнего палеозоя, вскрывающихся на поднятиях. На востоке, в области ранне-среднедевонской Ашилинской вулканической впадины, существовало вулканическое нагорье с постепенно замирающей вулканической деятельностью, также поставлявшее в бассейн седиментации значительное количество обломочного и вулканического материала. О.А. Мазарович предполагает транзитный перенос обломочного материала реками с Сарысу-Тенизского водораздела на запад, в Тургайский прогиб, чему не противоречит общий более тонкий состав обломочного материала среднего-верхнего девона Тургайского прогиба; однако, судя по составу галек в конгломератах, там существовали и автономные внутренние источники сноса.

Живетско-франский этап тектонического развития на Сарысу-Тенизском водоразделе завершился формированием многочисленных, небольших по размерам массивов порфировидных гранитов, гранитов и граносиенитов преимущественно на востоке, в зоне, переходной к краевому вулканическому поясу. Абсолютный возраст интрузий равен приблизительно 355 млн. лет.

Весьма своеобразный щелочной вулкано-плутонический комплекс сформировался в среднем-позднем девоне на западе Кокчетавского поднятия. Наиболее полно он представлен в районе Ишимской луки в Кубасадырском щелочном узле, имеющем кольцевое строение. Ритмичная вулканическая толща, сформированная в начальные этапы развития, сложена породами в такой последовательности: лейцитовые базальты и тефриты - фонолиты - лавы и туфы фонолитотрахитов и щелочных трахитов. Затем внедрились кольцевые и радиальные дайки и некки лейцит-порфиров, сиенит-порфиров и нефелиновых порфиров, возможно, субвулканические. Завершает комплекс центральный плутон нефелиновых сиенитов, эпилейцитовых сиенитов, щелочных сиенитов, эссекситов и монзонитов. Абсолютный возраст пород массива укладывается в диапазоне 415-380 млн. лет. Карсакапайский массив нефелиновых сиенитов, ранее параллелизовавшийся с Кубасадырским массивом, по данным Ю.А. Зайцева и Л.И. Филатова (1971), оказался рифейским (990±70 млн. лет).

Ишимский прогиб на севере Тенизской впадины и ряд небольших прогибов на Кокчетавском поднятии, по данным А.Е. Михайлова (1969), заполнены породами, аналогичными жаксыконской серии: низы сложены грубообломочными породами с линзами миндалекаменных порфиров, верхние части представлены косослоистыми полимиктовыми красноцветными песчаниками; мощность достигает 1200 м.

Средне-верхнедевонские отложения отсутствуют на большей части Чу-Сарысульской синеклизы; скважины под каменноугольными отложениями входят в каледонский фундамент. Лишь в районе Тесбулакской впадины, по данным Ю.А. Семина (1963), под покровами магнитоактивных пород, лежащих на глубине до 5000-5500 м, к кровле которых приурочен преломляющий горизонт с $V_p = 6,0$ км/сек, очевидно, располагается толща полого залегающих

пород, фиксирующаяся отраженными сейсмическими горизонтами до глубин 6000–6500 м. Эту, по всей видимости, терригенную толщу мощностью до 1000 м с базальтовыми эффузивами в верхах разреза следует параллелизовать с жаксыконской серией. Отложения жаксыконской серии (?) в Тесбулакской впадине на севере сливаются с разновозрастными отложениями обширной Восточно-Бетпак-Далинской впадины.

Разрез Восточно-Бетпак-Далинской впадины изучен Н.Г. Марковой (1961), С.Г. Токмачевой и С.Я. Шуваловым (Геология СССР, 1971в) в районе Чуйской глыбы (см. рис. 5). Здесь живетские и франские отложения заполняют асимметричный предгорный прогиб, вытянутый в северо-западном направлении вдоль Джалаир-Найманской эвгеосинклинальной зоны. На пологом юго-западном крыле предгорного прогиба на вулканогенно-терригенной толще карасайской свиты и субвулканических интрузиях, переходя с них на докембрийские образования, несогласно залегают толща зелено-серых и красно-бурых до вишневых песчаников и алевролитов. В низах толщи встречаются пуддинговые песчаники (обломки эффузивных и терригенных пород нижнего-среднего девона, субвулканических кварцевых порфиров и гранит-порфиров и метаморфических пород докембрия). В средней части разреза наблюдаются прослои конгломератов, голубовато-серых известняков, серых и красновато-серых туфопесчаников. Верхи живетского яруса сложены пестроцветной пачкой зеленых и бурых песчаников, алевролитов и комковатых известняков. В нижней и в верхних частях толща содержит остатки флоры живетского века. Мощность толщи около 1750 м.

Живетский ярус с несогласием и размывом перекрыт бурыми крупно- и среднегалечными конгломератами, чередующимися с грубо- и крупнозернистыми пуддинговыми песчаниками (галька представлена кислыми эффузивами, гранитами и метаморфическими сланцами); мощность около 700 м. Разрез венчается розовыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками мощностью 135–150 м. Эти осадки условно отнесены к франскому ярусу, так как несогласно перекрыты фаменскими отложениями. Суммарная мощность моласс на юго-западном борту Восточно-Бетпак-Далинской впадины достигает 2500 м. В наиболее прогнутой ее части, приближенной к Джалаир-Найманскому разлому (Кишкенесорский прогиб), по данным С.Г. Токмачевой, мощность возрастает до 4500–4700 м. Структурным положением, асимметрией, палеогеографическими особенностями и вещественным заполнением Восточно-Бетпак-Далинская впадина близко напоминает Каратаускую, отличаясь от нее интенсивностью тектонических движений.

Юго-восточное продолжение описываемой впадины расположено вдоль среднего течения р. Чу, где по сейсмическим данным Л.А. Певзнера (1970) предполагается наличие прогиба, заполненного терригенной толщей, лежащей между кровлей эффузивов нижнего-среднего девона (преломленная волна t_4 и отраженная IV) и подошвой карбонатов нижнего карбона (отраженная волна III, или "красная"); мощность толщи достигает примерно 2000 м, что позволяет предполагать наличие в данном районе помимо фаменско-турнейских осадков, мощность которых не превышает 800–1000 м, и живетско-франских отложений.

Юго-восточное окончание Восточно-Бетпак-Далинской впадины намечается в районе гор Кендыктас. На их северном склоне с размывом и угловым несогласием на нижнем-среднем девоне и нижнем палеозое лежит красноцветная терригенная толща, датируемая нерасчлененным верхним девонем-турнейским ярусом. Толща содержит остатки верхнедевонской флоры. Нижняя пачка толщи, отвечающая по возрасту, вероятно, франскому веку, имеет в основании линзовидный горизонт бурых грубых базальтовых конгломератов с хорошо окатанной галькой гнейсов, кварцитов, лейкократовых гранитов, а также кварцевых песчаников и порфиритов. Выше лежат грубо-крупнозернистые косослоистые песчаники с прослоями конгломератов, гравелитов и красных мелкозернистых песчаников. В верхах пачки преобладают мелкозернистые красноцветные песчаники с

отдельными прослоями крупнозернистых разностей, кремнистых известняков, туфов и алевролитов; мощность пачки достигает 1600 м.

В межгорных живетско-франских впадинах Северного-Тянь-Шаня основание разреза образует каракольская свита, несогласно перекрывающая эффузивы нижнего-среднего девона и содержащая, по данным В.И. Кнауфа, споры живетского и начала франского веков. Возраст ее мы условно считаем живетским. Вышележащая аральская свита, не содержащая органических остатков, согласно перекрывает каракольскую свиту и, в свою очередь, перекрыта отложениями, содержащими флору верхнего девона и фауну верхнего девона-турне, на основании чего накопление аральской свиты можно отнести преимущественно к франскому веку.

Каракольская свита, представленная красноцветными обломочными отложениями, заполняет ряд межгорных впадин во внутренних частях Казахстано-Тянь-Шаньского массива. Наиболее четко выделяется Аральская впадина (см. рис.5). Каракольская свита лежит со слабым угловым несогласием на нижнем-среднем девоне, трансгрессивно переходя с него на нижний палеозой и граниты. В основании свиты прослежена пачка базальных конгломератов (галька подстилающих свиту порфиритов сугандинской свиты и гранитов). Выше залегают розовые и фиолетово-бурые грубозернистые, реже средне-мелкозернистые песчаники (700 м), затем розовые аркозовые песчаники (200 м), аркозовые и полимиктовые гравелиты (150 м) и, наконец, красно-бурая алевролитопесчаная толща мощностью до 850 м. На юге впадины (р.Арамсу) мощность свиты превышает 2000 м; к северо-западу (Аральский район) она снижается до 600-700 м. Возможно, западное окончание Аральской впадины обнаружила скв.Джувалы-1 в Чу-Сарысуйской синеклизе, вскрывшая над порфириевой толщей нижнего-среднего девона 300-метровую пачку немых красноцветных песчаников и алевролитов, состоящих из продуктов размыва этих эффузивов.

Живетские отложения Шамсинской впадины, заложившейся в живетское время, сложены красноцветными конгломератами и песчаниками низов так называемой "бельбулакской свиты", вскрытой по р.Шамси; мощность их составляет около 1000 м.

В Аральской впадине и на поднятиях, обрамляющих ее, развита аральская свита, формирование которой завершило живетско-франский тектонический этап. Свиту образуют монотонные черные и бурые базальты и андезитобазальты с прослоями красных туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов; мощность свиты достигает 1200 м.

Лавовые и туфовые накопления аральской свиты в Боомском районе, разделявшем Северо-Киргизскую и Шамсинскую впадины, имеют мощность до 1000 м. Аналогично представлена в Кендыктасе сугандинская свита мощностью до 1500 м, содержащая значительное количество прослоев терригенных пород с остатками флоры живетского века.

Северо-восточная периферическая зона

Эта зона Казахстано-Тянь-Шаньского массива относится к девонскому краевому вулканическому поясу, завершившему в живетско-франское время свое развитие и несколько сместившемуся в восточном направлении. Во внутренней зоне пояса живетский и франский ярусы представлены красноцветными вулканогенно-молассовыми образованиями, во внешней, пригеосинклинальной зоне - мощными толщами кислых эффузивов с комагматичными им гранитоидами, в узкой полосе к северу от Атасуйского антиклинория - андезитобазальтовыми порфиритами и туфами с подчиненными прослоями липаритовых порфиритов и красноцветных терригенных пород.

На юго-западе, в Северо-Бетпак-Далинской впадине (см.рис.5) в бассейне р.Атасу в низах жаксыконской серии лежат миндалекаменные андезитобазальтовые порфириты и их лавобрекчи с прослоями туфов, красноцветных песчаников и липаритовых порфиритов; выше следуют красноцветные

песчаники с пластами липаритовых порфиров; мощность этой части разреза около 1000–1200 м. Выше располагается 700-метровая красноцветная конгломерато-песчаная толща, содержащая прослой туфов, липаритовых порфиров верхнедевонскую флору. Такой же характер разреза, но с большим содержанием кислых эффузивов, сохраняется в Мийкайнарской мульде, на южном окраине Северо-Бетпак-Далинской впадины. Мощность жаксыконской серии пачки к северо-востоку впадины до 1000 м и менее (Михайлов, 1969), что позволяет считать Северо-Бетпак-Далинскую впадину предгорным прогибом, связанным с северо-западной частью Джалаир-Найманской зоны.

К востоку от Северо-Бетпак-Далинской вулканогенно-молассовой впадины лежит обширный район распространения кислых эффузивов, формирующих здесь по-видимому, две вулканические впадины: Ортаускую на северо-западе и Моинтинскую на юго-востоке (см. рис. 5). В Ортауской впадине живетские образования (Авдеев и др., 1971а), охарактеризованные флорой, сложены мощными покровами липаритовых порфиров и игнимбритов, чередующихся с туфами того же состава; мощность их колеблется от 600 до 2000 м. Франские образования построены аналогично, но в них встречаются прослой диабазовых порфиритов, дацитовых порфиров и красноцветных песчаников; мощность их достигает 1000 м.

В Моинтинской впадине живетские образования сложены чередующимися покровами липаритовых порфиров, игнимбритов и туфов липаритового состава, мощностью от 1500–2000 м в центре впадины до 1000 м на ее борту. Судя по прослоям грубых туфобрекчий, центры извержений находились здесь же. Франские отложения представлены красноцветными конгломератами, песчаниками и алевролитами (до 500 м). Для впадины характерны межформационные интрузии биотитовых и лейкократовых гранитов, комагматичные кислым эффузивам (Никитина, Шужанов, 1969).

Кислые эффузивы замещаются к юго-востоку на западном борту Токрауской впадины лиловыми и зелеными андезитами и андезито-дацитами (Бахтеев и др., 1971), условно отнесенными к живетскому ярусу; мощность их около 800 м. На горе Симбыл на толщу согласно налегают красноцветные песчаники и конгломераты, сменяющиеся на восток кремнистыми известняками, песчаниками, алевролитами и туфами; толщу можно условно отнести к франскому ярусу; мощность ее около 800 м.

Далее к югу и востоку в северной периферической зоне Казахстана-Тянь-Шаньского массива расположены изолированные впадины, заполненные вулканогенными образованиями живетского и красноцветными молассами франского ярусов. В Западно-Балхашской впадине в урочище Каракамыс и у станции Мынарал на различные горизонты карасайской свиты через базальные конгломераты налегают дацитовые и липаритовые порфиры с подчиненными пачками игнимбритов, липаритовых и дацитовых туфов, туфопесчаников и конгломератов; мощность около 1000 м. В толще содержатся остатки флоры живетского облика. Франские отложения в Западно-Балхашской впадине не выделены.

В Кызылсоксской и Кызылкемерской мульдах Чу-Илийского поднятия в основании живетских отложений, с небольшим угловым несогласием лежащих на верхней порфиритовой подсвите карасайской свиты, на базальных крупногалецных конгломератах (слабоокатанная галька порфиритов и дацитовых порфиров) лежат серые полимиктовые песчаники с пластами известняков, содержащие обильные остатки живетской флоры. Средняя часть разреза образована чередующимися покровами базальтовых и андезитовых порфиритов. В верхах толщи аналогичные покровы чередуются с пачками красноцветных песчаников, туфопесчаников, реже туфогенных гравелитов и конгломератов. Мощность живетского яруса в Кызылсоксской мульде 2200 м, в Кызылкемерской – около 1000 м.

Чисто терригенные осадки франского яруса известны в трех разобщенных мульдах: Жингильдинской, Алакольской и Кастекской. Здесь несогласно на порфиритовых толщах карасайской или кастекской свиты лежат горизонты и пачки

базальных конгломератов (галька кислых эффузивов), перекрытые светло-бурыми и розовыми средне- и мелкозернистыми, хорошо сортированными песчаниками с подчиненными прослоями серых алевролитов, гравелитов и мелкогалечных конгломератов; мощность толщи 300–600 м. Около оз. Алаколь описываемая серия содержит остатки позднедевонской флоры. Близкий облик имеют живетско-франские (?) красноцветы в горах Долантау в Илийской впадине (Скрипник, 1971).

Нижнекаменноугольный комплекс

Следующий стратиграфический комплекс охватывает фаменский ярус, нижний отдел каменноугольной системы и башкирский ярус среднего отдела. Условно мы его называем нижнекаменноугольным. Это время характеризуется резким ослаблением тектонических движений и широким развитием морских, в значительной мере карбонатных отложений. Тектоническая обстановка и условия осадконакопления на рассматриваемом этапе близко напоминают платформенные. Осадки фамена и нижнего-среднего карбона накапливались преимущественно в пологих изометричных седиментационных бассейнах. Продолжают свое развитие предгорные впадины, межгорные впадины, а в периферических зонах Казахстана-Тянь-Шаньского массива - и вулканические впадины, образующие краевые вулканические пояса.

В связи с такими палеогеографическими условиями морские толщи фамена, нижнего и среднего карбона богато охарактеризованы остатками морских организмов, позволяющими построить детальные схемы их стратиграфического расчленения. Таких схем для рассматриваемых территорий существует две: казахстанская и тянь-шаньская, причем они хорошо сопоставляются друг с другом. В казахстанской стратиграфической схеме фаменский ярус делится на нижний подъярус (мейстеровский горизонт) и верхний подъярус (сульшиферовый горизонт). В основании нижнего карбона выделяются слои этрень (в гониатитовых фациях - сидониевые слои, в брахиоподовых - тогузкуньский горизонт). Турнейский ярус делится на нижний подъярус (кассинский горизонт в составе нижних и верхних кассинских слоев) и верхний подъярус (русаковский горизонт, также разделяемый на нижние и верхние слои). Нижнему подъярусу визейского яруса отвечает ишимский горизонт (нижние и верхние его слои), среднему подъярусу - яговкинский горизонт (нижние и верхние слои), верхнему подъярусу - дальненский горизонт. Намюрскому ярусу в целом отвечает белеутинский горизонт.

В тянь-шаньской стратиграфической схеме выделяются те же подъярусы, однако количество и названия горизонтов в них различны. Лишь намюрский ярус разделяется на два подъяруса: нижний (койкебильтауский горизонт) и верхний (сеславинский горизонт). Башкирские отложения принадлежат к бедакскому горизонту (нижний подъярус башкирского яруса).

В континентальных фациях по различным палеофлористическим комплексам выделяются фаменские отложения (вместе с франскими), турнейские - нижневизейские, средне-верхневизейские - намюрские. Образования фамена, нижнего карбона и башкирского яруса группируются в те же тектонические зоны, что и зоны рассмотренных выше комплексов: западную - южную периферическую, центральную и северо-восточную периферическую.

Западная — южная периферическая зона

В Тургайском секторе зоны фаменские - нижне-среднекаменноугольные образования различны в пределах трех ранее упоминавшихся подзон: Валерьяновской, Боровской и Убаганской (рис. 6). Фаменские отложения представлены здесь морскими карбонатными и карбонатно-терригенными осадками (Геология СССР, 1971б). В Валерьяновской подзоне, вдоль границы

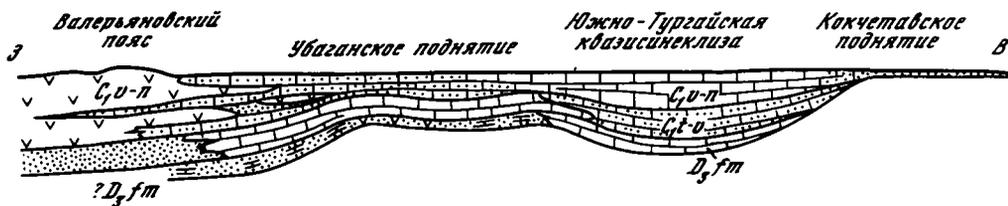


Рис. 6. Схематизированный формационный разрез фаменских - нижне-средне-каменноугольных образований северной части Казахстана - Тянь-Шаньского массива. Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4

с варисцидами Урала фаменские осадки представлены зелено-серыми полимиктовыми песчаниками, иногда с галькой аргиллитов и сланцев, заключающими прослой зелено-серых и серых аргиллитов, а в верхней части - серых органогенно-обломочных известняков; мощность не менее 50 м.

Восточнее, в Боровской подзоне, в районе станции Казанбасы фаменские отложения сложены чередующимися слоями серых массивных известняков и полимиктовых серых, буровато-серых, реже красных песчаников, иногда красных косослоистых конгломератов; в верхах разреза встречены прослой гипсов и загипсованных доломитов. В южной части Боровской подзоны (Отызбайская антиклиналь) в верхах разреза встречены 20-60-метровые покровы зелено-серых андезитовых порфиритов и коричневых базальтовых порфиритов, реже их туфов.

В Убаганской зоне, в районе пос. Большая Чураковка, по данным Н.П. Кирды, в низах разреза лежит 500-метровая толща коричневых и зелено-серых алевролитов и аргиллитов с прослоями песчаников и известняков, иногда загипсованных, с линзами гипса; верхи разреза образуют серые доломитизированные известняки с фораминиферами фамена; мощность фаменских отложений достигает 800 м.

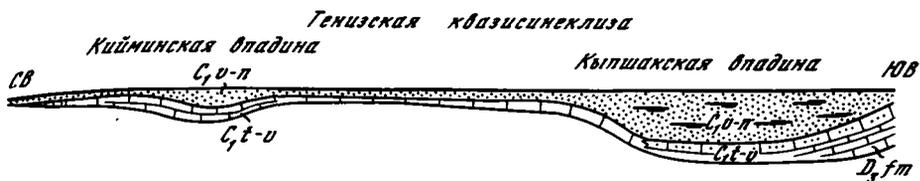
Турнейские-нижневизейские отложения Валерьяновской подзоны сложены преимущественно песчано-глинистыми осадками мощностью 1100-1400 м; по вещественному составу они близки одновозрастным осадкам Денисовской геосинклинали уралид; последние отличаются лишь более грубым составом.

В Боровской подзоне и на Убаганском поднятии турнейские-нижневизейские отложения представлены карбонатными породами; это преимущественно мелкокристаллические известняки с прослоями аргиллитов и алевролитов; мощность их составляет около 600-800 м.

В Валерьяновской подзоне средне-верхневизейские и намюрские образования составляют известную валерьяновскую вулканоплутоническую формацию, изученную по р. Тобол и в районе железорудных месторождений Тургай. В составе валерьяновской формации выделяются три фациальных комплекса: эффузивно-пирокластический, субвулканический и интрузивный (сарбай-соколовский).

Эффузивно-пирокластический комплекс, по данным А.С. Пospelовой и А.И. Захарова (Геология СССР, 1971б), состоит из четырех толщ. Нижняя согласно налегает на турнейские-нижневизейские отложения и представлена псаммитовыми и лапилиевыми туфами и туфобрекчиями андезитовых порфиритов, заключающими отдельные покровы темно-серых плагиоклазовых андезитовых порфиритов и прослой известковистых туффитов; в последних обнаружены остатки кораллов и визейские фораминиферы. Мощность толщи достигает 1000 м.

Вторая толща сложена известняками и известковистыми туффитами с прослоями известковистых песчаников, алевролитов, реже туфов и андезитовых порфиритов. Именно к этой толще и приурочены скарновые месторождения железных руд Тургайского прогиба. Мощность толщи составляет 400-600 м. В толще содержатся многочисленные остатки кораллов, брахиопод и фораминифер.



нифер, указывающие на средний-верхний подъярусы визейского яруса. По стратиграфическому положению толща относится к среднему визе.

Третья толща в низах сложена известняками с прослоями вулканомиктовых песчаников; выше преобладают серые и красные известковистые и туфогенные песчаники, появляются прослой мелкогалечных вулканомиктовых конгломератов, туфов, покровы андезито-базальтовых порфиритов. Мощность толщи составляет около 700 м, несколько уменьшаясь к югу и увеличиваясь до 1000-1200 м на севере. Толща содержит богатые комплексы фораминифер верхов визенамюра, которые и определяют ее возраст.

Три рассмотренные толщи обычно объединяются в валерьяновскую свиту. Четвертая толща (качарская свита) лежит на валерьяновской свите с размывом. Ее слагают андезитовые, андезито-базальтовые, реже базальтовые, часто миндалекаменные порфириты с подчиненными прослоями туфов, туфобрекчий, красноцветных туфопесчаников и песчаников, реже конгломератов. Мощность качарской свиты колеблется от 1200 м на севере (на р.Тобол) до 600-800 м на юге. Органических остатков свита не содержит, возраст ее условно определяется как позднеамюрский.

О.К. Ксенофонов в Валерьяновской подзоне выделяет с севера на юг четыре очага интенсивного проявления вулканизма: Алешинский - с преобладанием вулканитов базальтового состава, Сарбайско-Елтайский и Шагыркульский - с преобладанием андезитов и Бенкалинско-Адаевский с преобладанием андезито-дацитовых лав и туфов.

Эффузивно-пирокластический комплекс валерьяновской вулканоплутонической формации - продукт деятельности островных вулканов центрального типа. Гематитовый характер диагенеза вулканических пород, прослой красноцветов, иногда ангидритов в верхах комплекса свидетельствуют о завершении его формирования в прибрежно-морских, лагунных и частично в континентальных условиях. Суммарная мощность эффузивно-пирокластического комплекса превышает 2500 м. Однако такие величины ее отмечаются лишь на западе у Ливановского разлома на границе с варисцидами. К востоку, а также к югу вдоль простиранья вулканического пояса мощность эффузивно-пирокластического комплекса уменьшается.

Субвулканический комплекс валерьяновской формации, по данным О.К. Ксенофопова, представлен межпластовыми залежами, силлами, некками, дайками, образование которых происходило параллельно с накоплением вулканического материала (корни лавовых излияний). В петрографическом отношении для субвулканического комплекса характерны основные и средние дифференциаты (диабазовые порфириты и диорит-порфириты); реже встречаются кислые отщепления базальтовой магмы (гранит-порфиры).

Интрузивный комплекс валерьяновской вулканоплутонической формации представлен разновозрастными интрузиями сарбай-соколовского комплекса, залегающими почти исключительно среди пород эффузивно-пирокластического комплекса. Интрузии образованы штоками площадью 10-12 км², изометричной или неправильной, вытянутой в меридиональном направлении формы; встречаются межпластовые интрузии. Интрузивные массивы сарбай-соколовского комплекса, по данным О.К. Ксенофопова (1971), построены породами нормального ряда от габбро-норитов и габбро (первая фаза) до пироксеновых и

роговообманковых кварцевых диоритов и гранодиоритов, иногда гранитов (вторая фаза). Абсолютный возраст интрузий укладывается в диапазон 322 – 296 млн.лет.

В соседней с востока Боровской подзоне содержание вулканических пород в разрезе резко падает. Средневизейские отложения здесь представлены согласно лежащим на нижнем визе известняками с прослоями заключенных в ней остатками брахиопод, кораллов и фораминифер. Выше согласно налегают верхне-визейские известняки, не содержащие прослоев терригенных пород (встречаются отдельные покровы андезитовых порфиритов); мощность известняков около 400 м. В намюрских отложениях выделены две толщи. Нижняя сложена песчаниками, состоящими из обломков порфиритов, алевролитами, глинистыми сланцами; в подчиненном количестве встречаются прослои известняков с фораминиферами низов намюра, иногда слои гипсов и ангидритов; мощность толщи достигает 550 м. Верхняя толща намюра (600–700 м) выделена условно. Она представлена красноцветными песчаниками, алевролитами, аргиллитами, иногда косослоистыми, с прослоями песчаных доломитов, красноцветных туфопесчаников, туфов и туфобрекчий; встречаются покровы фиолетовых андезито-базальтовых порфиритов; суммарная мощность визе – намюра Боровской подзоны равна приблизительно 2000 м.

На территории Убаганского поднятия визейско-намюрские отложения изучены пока слабо. В нижней их части, сложенной преимущественно органогенно-обломочными известняками с прослоями известковистых алевролитов и аргиллитов, содержатся брахиоподы и фораминиферы верхов визе. В верхней части разреза, построенной известковистыми и кремнистыми алевролитами и аргиллитами с тонкими прослоями глинистых известняков, содержатся тонкостенные брахиоподы верхнего визе-намюра. Мощность толщи достигает 500–600 м, редко – 1000 м.

В Тургайском секторе периферической зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива в конце каменноугольного периода внедрились два автономных интрузивных комплекса. Первый из них – аниховский гипербазитовый, синхронный одноименному комплексу Урала, – образует гипербазитовые пояса, вытянутые вдоль Алановского разлома по границе Валерьяновской и Боровской подзон и вдоль Севастопольского разлома на границе Убаганского поднятия и Южно-Тургайского массива.

Второй комплекс – убаганский гранодиоритовый – сформировался в конце нижнего карбона в Убаганском поднятии; он образует неправильной формы удлиненные массивы, сложенные габбро (редко встречаемая первая фаза), диоритами, кварцевыми диоритами и гранодиоритами (вторая фаза) и биотитовыми и аляскитовыми гранитами (третья фаза). Интрузии прорывают отложения верхнего визе-намюра и перекрыты красноцветами верхнего палеозоя. Абсолютный их возраст заключен в диапазоне 323–259 млн.лет.

Валерьяновская полоса эффузивных и интрузивных пород характеризуется резко возмущенным положительным магнитным полем с серией интенсивных (до 600 гамм) положительных аномалий меридионального простирания. Эта полоса протягивается на юг в Северное Приаралье, где около 20 скважин вскрыли, по данным В.В. Буклина, выветрелые порфириты андезито-базальтового (?) состава, серые липаритовые порфиры и комагматичные им гранитоиды. Далее полоса тянется вдоль восточных берегов Аральского моря, где на площади Кызык-Тюбе вскрыты андезитовые порфириты (Абдулин, Цирельсон, 1971), на площади Косказахской – туфы андезитовых порфиритов и на площади Доссан – гранодиориты.

Южнее полоса андезитовых вулканитов нижнего карбона и связанных с ними гранитных интрузий смыкается с обширным полем каменноугольных (?) ороговикованных черных андезитовых порфиритов и их туфов, прорванных крупными массивами гранодиоритов и гранитов, обнаруженных бурением в районе Бельтауской глыбы. Строение нижележащих образований здесь пока неизвестно.

Таким образом, по геофизическим и геологическим данным четко прослеживается Валерьяновский раннекаменноугольный вулканический пояс, сопровождающий контакт Казахстано-Тянь-Шаньского массива с варисийской геосинклинальной системой уралид (Буш, Гарешкий, Кирюхин, 1971). В Кураминском секторе вдоль южного края Казахстано-Тянь-Шаньского массива на границе с варисцидами Кызылкумов также располагается вулканический пояс. Магнитные поля этой полосы аномально повышены и имеют мелкомозаичный характер, свойственный районам развития эффузивов. Отдельные, наиболее интенсивные магнитные максимумы интерпретируются как основные или ультраосновные интрузии. Палеозойские образования этой полосы обнажены в Кураминских горах и Каржантау. Отложения фаменского яруса здесь согласно лежат на карбонатной толще живетского-франского ярусов и представлены также морскими карбонатными отложениями.

Мощность фаменских отложений на юго-востоке колеблется от 300 до 380 м, увеличиваясь до 500 м на севере. Присутствие прослоев терригенных пород на юго-западе рассматриваемого района позволяет предполагать близость области размыва, лежащей, по-видимому, вдоль границы с геосинклинальной системой Южного Тянь-Шаня. На фаменских отложениях согласно лежит карбонатная толща турнейского ранне-средневизейского возраста, мощность которой возрастает с юга на север от 850 м в районе Моголтау до 1200 м в районе Алмалыка.

Карбонатные отложения фамена, турне, нижнего и среднего визе в Кураминских горах с небольшим угловым несогласием перекрыты эффузивной минбулакской свитой. В низах минбулакской свиты преобладают зеленые и зелено-серые андезитовые порфириды, реже их туфы; средние части сложены чередующимися андезитовыми порфиритами и дацитовыми порфирами, реже их туфами; в верхних частях преобладают дацитовые порфиры и их туфы с прослоями липаритовых туфов, реже фельзитовых порфиров и альбитофиров. Мощность свиты на западе составляет 1500 м, увеличиваясь к востоку до 2500 м. Возраст по ее стратиграфическому положению определяется как намюрский-башкирский. Средний химический состав пород минбулакской свиты, по мнению Г.И. Макарьчева (Макарьчев, Гесь, 1971), соответствует типовому андезиту с некоторым отклонением в щелочную сторону. Минбулакская свита заполняет ряд грабен-синклиналей широтного простирания (Арапов, 1965): Алмалыкскую, Алтын-Топканскую, Курусай-Джангалыкскую, Такелийскую и Акбулакскую. Грабен-синклинали разделены горст-антиклиналями, где выведены на поверхность девонские и нижнекаменноугольные толщи, прорванные крупными интрузиями.

В северной части гор Каржантау минбулакская свита замещается терригенными породами морского происхождения. Средневизейские известняки здесь перекрыты зелено-серыми базальтовыми пироксеновыми порфиритами и серыми плагииоклазовыми роговообманково-биотитовыми андезитовыми порфиритами с прослоями туфопесчаников (аркутсайская свита Н.П. Васильковского, 1952). Мощность свиты составляет 175 м. Аркутсайскую свиту перекрывает свита уя. Ее нижний горизонт ("а") сложен зелено-серыми туфогенными песчаниками с прослоями конгломератов (галька пород аркутсайской свиты, известняков, фельзитов), андезитовых туфов и известняков с брахиподами верхнего визе (500 м). Горизонт "б" образован известковистыми и туфогенными песчаниками (до 280 м) с прослоями известняков и бомбовых роговообманковых порфиритов; остатки брахиопод определяют его ранненамюрский возраст. Горизонт "в" сложен зелено-серыми и красными туфопесчаниками (300 м) с пластами известняков, содержащих гониатиты и кораллы верхнего намюра. Горизонт "г" относится уже к башкирскому ярусу и сложен серыми песчаниками и известняками с аммонитами и фораминиферами бедакского горизонта (50 м). Разрез свиты уя завершается горизонтом "д" - сиреневыми трахитовыми порфиритами и плагипорфиритами (100-150 м).

Рассматриваемый этап геологического развития Кураминского сектора завершился внедрением гигантских масс гранитоидов сандалаш-чаткальского комплекса, выделяющихся также и в Чаткальском хребте. Гранитоиды прорывают толщу фаменского - нижнекаменноугольного - башкирского возраста и тяготеют к антиклинальным структурам. В Кураминской части региона этот интрузивный комплекс образует крупные межформационные интрузии, внедрившиеся в полость отслоения между геосинклинальным палеозойским фундаментом и покровом среднепалеозойских формаций. Это объясняет приуроченность гранитоидов к горст-антиклиналям, разделяющим грабен-синклинали, заполненные эффузивами минбулакской свиты (Арапов, 1965).

Сандалашско-чаткальский средне-позднекаменноугольный интрузивный комплекс имеет четыре фазы формирования (Макарьчев, Гесь, 1971). Наиболее распространены породы третьей фазы - биотит-роговообманковые гранодиориты так называемого "карамазарского типа", кварцевые диориты и кварцевые монциты. В петрохимическом отношении породы сандалаш-чаткальского комплекса принадлежат нормальному гранитному ряду. Ю.А. Кузнецов (1964) отмечает сходство их состава с составом минбулакских эффузивов, что обуславливается их комагматичностью.

В Нарынском секторе южной периферической зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива фаменские - ниже-среднекаменноугольные отложения представлены осадочными морскими отложениями: карбонатными на юге и терригенными - на севере, вблизи поднятой суши Северного Тянь-Шаня (рис. 7). Так, в удаленной от суши юго-западной части Нарынской впадины, на южном склоне хр. Кокиримтау фаменский ярус сложен 500-метровой толщей серых и зеленовато-серых глинистых известняков и доломитов. Южнее, в хребтах Байбичетау и Ақшийряк фаменские отложения содержат прослой гипсов и глинистых сланцев. Нижнекаменноугольные осадки представлены здесь известняками турне (до 800 м), визе (до 1000 м) и намюра (до 1000 м). Башкирские отложения - известняковые конгломераты мощностью до 500 м.

В северной прибрежной полосе выделяются два участка, где фамен сложен преимущественно терригенными толщами. Это бывшие предгорные прогибы франского века: Кокиримская и Коктайская впадины. В первой из них с фаменским ярусом можно условно сопоставить среднюю часть кокиримской свиты; серые и зелено-серые алевролиты и глинистые сланцы, содержащие прослой мелкогалечных конгломератов, пелитоморфных известняков и известняково-глинистых сланцев, общей мощностью несколько сотен метров. В Коктайской впадине верхняя часть коктайской свиты (500 м), условно параллелизуемая с фаменским ярусом, сложена в низах известняковыми конгломератами, а выше - известковистыми песчаниками и глинистыми известняками.

Прибрежные разрезы турнейских-нижневизейских отложений хр. Молдотау в последние годы изучил Е.В. Христов (1971). На севере, в пределах так называемой Сонкульской зоны, нижнее турне представлено чередующимися зелено-серыми и серыми глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями известняков мощностью 150-200 м. К югу (Кавакская зона) терригенные осадки сменяются черными доломитами и доломитизированными известняками. Мощность карбонатов нижнего турне в водораздельной части хр. Молдотау составляет 200-300 м, а на южном его склоне повышается до 400-600 м.

Переходные ниже-верхнетурнейские отложения выделяются только в Кавакской зоне. В северной ее части они сложены предрифовой лагунной фацией - конгломератовидными мергелями и глинистыми известняками мощностью до 130 м, в южной части - светлыми массивными известняками мощностью 300-400 м, вероятно, образовавшими барьерный риф.

Верхнетурнейские-нижневизейские осадки Сонкульской зоны согласно (возможно, с некоторым перерывом) лежат на нижнетурнейских отложениях и представлены песчано-алевритом-аргиллитовой толщей флишоидного облика, содержащей горизонты глыбовых брекчий и пораженной подводно-оползневой складчатостью. Эта толща охарактеризована фораминиферами и имеет мощность

до 500 м. На севере Сонкульской зоны верхнее турне-нижнее визе трансгрессивно переходит на нижний палеозой и представлено здесь галечно-глыбовыми брекчиями с огромными отторженцами-блоками пород нижнего палеозоя и гранитоидов. Таким образом, здесь выделяется северный борт интенсивно погружающегося прогиба.

В водораздельной части хр. Молдотау (Кавакская зона) верхнее турне-нижнее визе (акчеташская свита) сложено пестрыми комковатыми глинистыми известняками и мергелями мощностью 150-200 м. Е.В. Христов, изучавший эти отложения, видит в них много общего с альпийской фацией "аммонитико росссо" и считает их отложениями центральной части некомпенсированного осадконакоплением прогиба.

На южном борту этого прогиба (южный склон хр. Молдотау) акчеташская свита сложена черными глубоководными пиритизированными известняками с тонкими прослоями кремней, представляющими собой отложения нижней части склона барьерного рифа; мощность известняков 375-450 м. Сама рифовые постройки, тянущиеся цепью вдоль подножия южного склона хр. Молдотау, образованы светлыми массивными известняками мощностью до 1500 м и надстраивают сверху раннетурнейские рифы. Между отдельными биогермами в этой полосе развиваются органогенно-обломочные слоистые известняки с конкрециями и линзами кремней.

Нижневизейские отложения (джапрыкская свита) получили преимущественное развитие в межрифовых пространствах и глубоководной лагуне, огражденной с юга барьерным рифом; мощность их 100-120 м. Они представлены пестрыми глинистыми известняками, конгломератовидными мергелями и известково-глинистыми сланцами с фораминиферами и гониатитами верхов нижнего визе. В пределах рифовых массивов ранневизейский возраст имеют верхние части биогермов, образованные брахиоподовыми фациями.

Близкие фациальные изменения обнаруживают средне-верхневизейские, намюрские и башкирские образования. К северу от оз. Сонкуль и хр. Молдотау, по данным Е.В. Христова (1971), отложения рассматриваемого стратиграфического интервала резко несогласно налегают на эффузивы нижнего-среднего девона и складчатый фундамент и представлены дунгурмнянской и джаманэчкинской свитами намюра мощностью до 1200 м. Они сложены красноцветными конгломератами при подчиненной роли гравелитов и песчаников. Разрез завершается мощной (до 1000 м) толщей разногалечных известковистых конгломератов (в гальке обломки намюрских и башкирских ископаемых) с отдельными пластами грубозернистых песчаников, возраст которых условно принимается среднекаменноугольным.

К югу, в Сонкульской зоне красноцветные осадки намюра сменяются сероцветными отложениями. На нижневизейских породах здесь согласно лежат серые разнозернистые полимиктовые песчаники с редкими прослоями алевролитов и известняков, гипсов, углистых и кремнистых сланцев, содержащие фораминиферы среднего визе, а также нижнего намюра и низов башкирского яруса. Мощность этих песчаных толщ достигает 1500-2000 м.

Наиболее полный разрез визейских-намюрских отложений развит в водораздельной части и на южном склоне хр. Молдотау (Кавакская зона). Средневизейская каракуинская свита сложена кремнистыми криноидно-мшанковыми известняками, мощность ее составляет 300 м. К югу мощность каракуинской свиты увеличивается и в ее составе заметную роль начинают играть серые глинистые сланцы и алевролиты. Как отмечает Е.В. Христов, мощность каракуинской свиты в синклиналиных складках в 1,5-2 раза выше, чем на сводах антиклиналей. Выше лежит ительгуинская свита, сложенная серыми известняками, мощностью от 250-300 до 550 м. В нижней ее половине содержатся фораминиферы среднего визе, а в верхней - фораминиферы верхнего визе.

Выше по разрезу согласно лежит карбонатная толща, в которой заключены фораминиферы верхнего визе-намюра и верхов намюра - башкирского яруса.

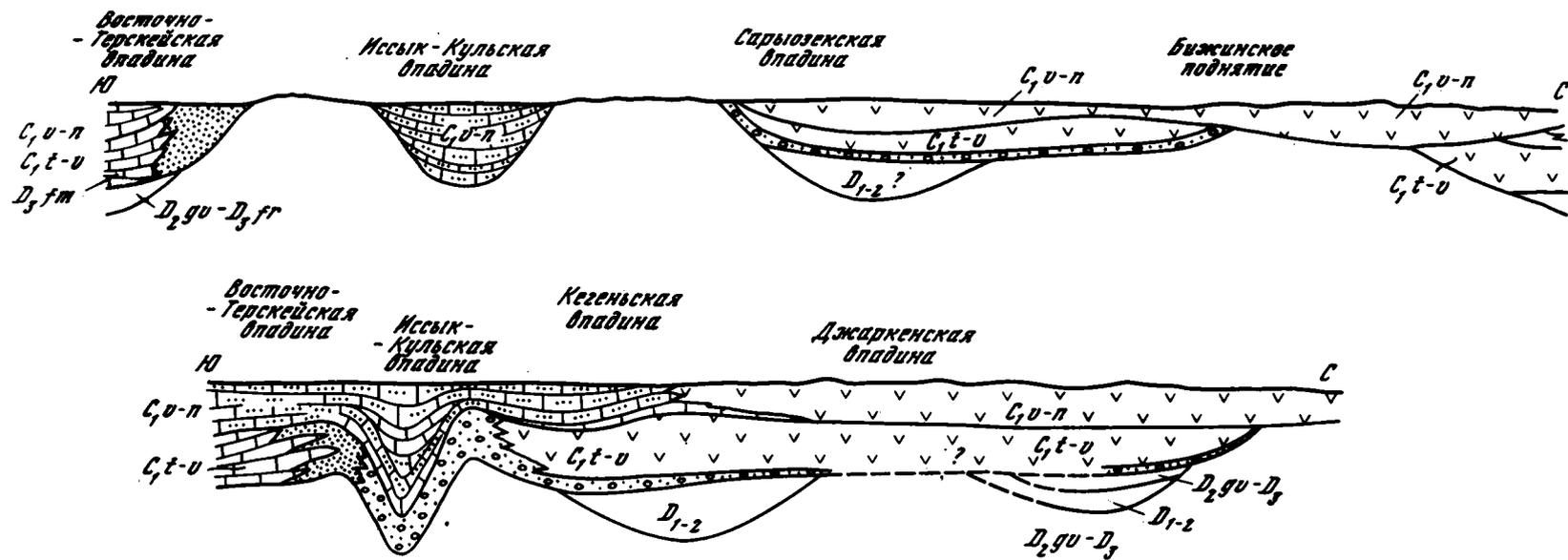


Рис. 7. Схематизированные формационные разрезы фаненских - нижне-среднекаменноугольных образований южной и восточной частей Казахстано-Тянь-Шаньского массива,

Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4

Мощность этой толщи колеблется от 600 до 1200 м в зависимости от положения на антиклинальных или в синклиналичных структурах.

Аналогично построена фаменская – ниже–среднекаменноугольная серия в западной части Нарынской впадины. Здесь предгорный прогиб характеризуется накоплением верхов кокиримской свиты верхнего девона–турне: серых алевролитов и глинистых сланцев с прослоями пелитоморфных известняков, комковатых мергелей и мелкогалечных конгломератов, мощностью около 1000 м. На южном склоне хр. Кокиримтау и низах турнейского яруса преобладают темно-серые и черные тонкослоистые известняки и доломиты. Верхнюю часть турне слагают массивные рифовые известняки, представляющие собой, вероятно, западное окончание Молдотауского барьерного рифа, а также слоистые черные известняки с конкрециями и линзами кремней. Местами в этой зоне отмечены прослои гипсов. Мощность турнейских отложений составляет около 700 м. Нижнее визе представлено в хр. Кокиримтау серыми известняками с прослоями мергелей и гипсов мощностью около 120–150 м. Выше по разрезу развиты красноцветные осадки дунгурминской и карачаулинской свит верхов визе(?) – намюра мощностью до 2500 м. Восточное окончание Кокиримско–Сонкульского прогиба намечается к востоку от оз. Сонкуль, в хр. Кумбель.

Далее на восток полоса развития морских отложений нижнего карбона в Срединном Тянь–Шане сильно сужается. Здесь вдоль границы с орографически выраженными поднятиями Северного Тянь–Шаня тянется Восточно–Терскайская впадина, заполненная карбонатно–терригенными отложениями турне–визе и намюра, резко несогласно налегающая на докембрийские образования. Она играла, вероятно, роль “впадины–барьера”, так как южнее нее, вдоль границы с варишской геосинклиналичной системой Южного Тянь–Шаня отмечаются преимущественно карбонатные отложения нижнего карбона, несогласно налегающие на нижний – средний девон и толькубашскую свиту.

Рассматриваемый тектонический этап в Нарынском секторе, как и в Чаткале, завершился формированием среднекаменноугольных интрузий гранитоидов, хотя по объему внедрившихся гранитных масс Нарынский сектор сильно уступает Чаткалу. Становление этого комплекса происходило в три фазы. Наиболее распространены породы третьей фазы – порфиroidные гранитоиды и адамеллиты, в апикальных частях массивов переходящие в монзониты, сиениты и гранит–порфиры. Интрузии среднекаменноугольного комплекса образуют небольшие (первые десятки квадратных километров) штоки или лакколиты, часто тяготеющие к поверхности несогласия между нижним и средним палеозоем, и трещинные интрузии вдоль глубинных разломов – Таласо–Ферганского, линии Николаева, а также вдоль крупных разломов в хр. Джетымтау.

Центральная зона

Центральные части Казахстана–Тянь–Шаньского массива в нижнекаменноугольный этап были почти полностью покрыты водами моря, оставившего мощные толщи карбонатных осадков, заполнивших плоские, платформенного типа впадины. Отдельные участки не покрывались морем и оставались в виде островов, служивших источником обломочного материала. Такие низменные острова располагались на месте Кокчетавского поднятия, Бурунтавского поднятия и Чу–Илийских гор и в Малом Каратау. На востоке массива острова существовали на территории Северного Тянь–Шаня, к северу и к югу от Иссык–Кульской впадины. Они имели рассеченный рельеф; в межгорных впадинах между ними накапливались грубые красноцветные молассы.

Начало трансгрессии моря относится к фаменскому веку: в центральных частях массива в это время сохранились обширные участки суши; значительные территории были заняты приморскими лагунами, где накапливались соленосные толщи. Максимум морской трансгрессии, отмеченный накоплением чистых карбонатных осадков, смешался во времени с севера на юг: на Сарысу–Тенизском

водоразделе это позднее турне, в Чу-Сарысуйской синеклизе – среднее-позднее визе, в Северном Тянь-Шане – намюр и башкирский век. Верхняя часть морской серии сложена прибрежными терригенными, иногда континентальными пестроцветными и красноцветными осадками; возраст этой части серии определяется временем прохождения максимума трансгрессии.

В Южно-Тургайской впадине под чехлом мезозоя и кайнозоя, по всей видимости, согласно на красноцветных среднего-верхнего девона лежит толща известняков, известковистых песчаников, алевролитов и аргиллитов, общей мощностью около 2000 м (Геология СССР, 1971б). В низах этой толщи среди преимущественно карбонатных пород известны находки фаменских фораминифер; средняя часть, сложенная терригенно-карбонатными осадками, пока фаунистически не охарактеризована, а в верхней части, где вновь преобладают известняки, содержатся верхневизейские-намюрские фораминиферы.

На территории Тенизской впадины фаменские отложения выпадают из разреза (см. рис. 6). На стратиграфические аналоги жаксыконской серии среднего-верхнего девона, переходя с них на геосинклинальный фундамент, с разрывом налегают терригенно-карбонатные осадки турне и нижнего визе. Слои этренъ здесь, как правило, отсутствуют. Кассинский горизонт в прибрежной зоне представлен немymi красноцветными полимиктовыми песчаниками и алевролитами (мощность 50–140 м), местами же он выпадает из разреза. Лишь в районе оз. Тениз его слагают загипсованные известняки с прослоями песчаников и алевролитов мощностью до 70 м. Русаковский горизонт образован мелководными органогенно-обломочными известняками с прослоями зелено-серых песчаников. Мощности его достигает 150–300 м, причем именно в это время отмечается максимальное распространение моря на севере. Ишимский горизонт слагают известняки с прослоями алевролитов, углистых аргиллитов и песчаников. Мощности этого интервала разреза не превышает 100–200 м, лишь на юге поднимаясь до 350 м (здесь с ишимским горизонтом объединен яговкинский). Суммарная мощность турне-нижнего визе Тенизской впадины колеблется от 250 до 500 м.

К среднему визе отнесены серые обломочные известняки с прослоями зелено-серых полимиктовых песчаников мощностью от первых десятков до 100–120 м. На них согласно лежат чередующиеся полимиктовые песчаники, алевролиты и аргиллиты, содержащие прослой глинистых известняков и мергелей с фауной верхнего визе-намюра; мощность их колеблется от 250 до 500 м. Верхневизейские-намюрские отложения, по мнению Н.В. Литвинович (1962, 1971), уже не покрывали территории Ишимской луки; таким образом, в это время ощущается регрессия раннекаменноугольного моря.

Намюрские-башкирские(?) отложения (кирейская свита) представлены континентальными красноцветными аллювиальными и озерными фациями и частично (восточная часть Тенизской впадины) – отложениями засоленных реликтовых лагун: это чередующиеся бурые, лилово-серые, реже зеленые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов, мергелей, а на востоке впадины – гипсов, мощностью 300–400 м; свита содержит отпечатки растений и спорово-пыльцевые комплексы верхнего намюра-низов среднего карбона. А.Е. Михайлов (1969) выделяет в Тенизской впадине две северные краевые седиментационные мульды: Кийминскую на северо-западе и Владимирскую – на севере. В последней суммарная мощность нижнекаменноугольных башкирских отложений приближается к 1600 м. Центральная часть Тенизской впадины характеризуется замедленным осадконакоплением и фрагментарным разрезом. Мощности нижнего карбона и владимирской свиты в Кокпектинской скважине (Дитмар, 1966) не превышает 750 м.

Южнее оз. Тениз вдоль границы между Тенизской впадиной и Сарысу-Тенизским поднятием протягивается в широтном направлении крупный Кыпшакский прогиб (Зайцев, 1961), заполненный мощными (до 2000 м) угленосными отложениями (верхов визе-намюра). А.А. Богданов (1965) наметил связь угленосного Кыпшакского прогиба с Карагандинским бассейном

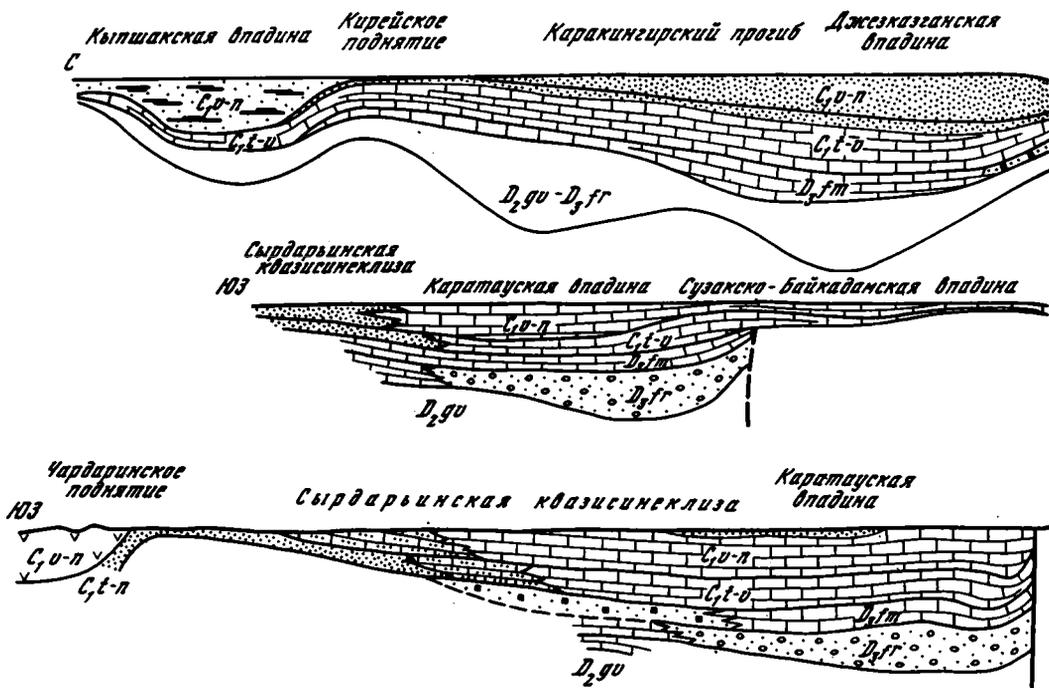


Рис. 8. Схематизированные формационные разрезы фаменских - нижне-средне-каменноугольных отложений центральной части Казахстана-Тянь-Шаньского массива.

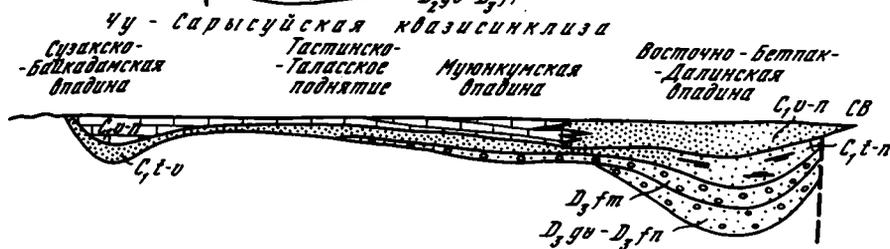
Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4

в своего рода "угольный канал" типа "угольного канала" Фландрии-Намюра-Рурского бассейна.

Нижне-средневизейские отложения на западе и в центре прогиба налегают на карбонатную толщу фамена-турне и образованы известняками с пачками зеленых алевролитов и песчаников. На р.Кыпшак в верхах появляются красные песчаники и алевролиты. Мощность нижне-среднего визе растет с запада к центру прогиба от 250 до 510 м. В восточной части прогиба среднее визе представлено ашлярикской свитой: темно-серыми аргиллитами и алевролитами с пластами углистых аргиллитов, углей и песчаников и редко - известняков с морской фауной нижне-среднего визе; мощность ашлярикской свиты 350 м.

Верхневизейские-намюрские отложения Кыпшацкого прогиба образованы ритмично чередующимися зелено-серыми песчаниками, алевролитами и черными аргиллитами, содержащими на западе отдельные прослой известняков, а в центре прогиба - прослой углистых аргиллитов, сажистые примазки, тонкие прослой углей и ангидритов. Мощность верхнего визе-намюра по р. Кыпшак составляет около 800 м, а в скв. Р-1 - 1330 м.

Кирейская свита на западе и в центральной части Кыпшацкого прогиба представлена красно-бурыми и серыми песчаниками с линзами конгломератов, фиолетовых мергелей и глинистых известняков; в низах свиты преобладают сероцветные породы, в верхах - красочетные. Мощность свиты колеблется от 500 м в Истембетских скважинах до 1100-1200 м - на юге прогиба. На востоке прогиба ей отвечают надкарагандинская и долинская свиты.



Суммарная мощность отложений Кыпшакского прогиба составляет 2000–2300 м. А.Е. Михайлов (1969) отмечает, что в течение раннего карбона и последующего времени ось его прогибания постепенно мигрировала к северу.

К югу от Тенизской впадины, на Сарысу–Тенизском поднятии, в течение фаменского века и раннекаменноугольной эпохи накопилась весьма мощная (более 4000 м) серия преимущественно карбонатных осадков. Опорный для Сарысу–Тенизского поднятия разрез фаменского яруса описан М.В. Мартыновой (1961, 1971) в бассейне р. Каракингир. Здесь выделяются мастеровский (500 м) и сульфидеровый (до 1300 м) горизонты, представленные серыми известняками.

В северной части Сарысу–Тенизского водораздела, в Жаксыконском прогибе фаменские морские отложения представлены преимущественно сульфидеровым горизонтом мощностью до 700 м в центре прогиба, согласно лежащим на жаксыконской серии.

В турнейское время на территории Сарысу–Тенизского водораздела располагался обширный удаленный от берегов морской бассейн, заполняющийся также толщами преимущественно карбонатного состава (рис. 8). Нижнее–среднее визе представлено карбонатно–терригенными толщами. В центральной части района в меридиональном направлении протягивался Каракингирский прогиб, унаследованный с фаменского века. Суммарная мощность турне и нижнего–среднего визе здесь составляет 2300–2600 м. В северо–западном, восточном и южном направлениях она падает до величин 1000–1500 м. Аналогично представлен фаменский ярус и нижний карбон на юге Сарысу–Тенизского водораздела у г. Джекказгана. Суммарная его мощность достигает здесь 2500 м и более. Сверху он надстраивается таскудукской свитой верхов намюра–башкирского яруса (красноцветные песчаники, алевролиты, аргиллиты, мощностью до 1300 м).

На территории Карсакапайского поднятия отмечаются сокращенные по мощности разрезы. Нижнее турне имеет здесь мощность от 40 до 280 м, причем на западе поднятия, а также в пределах Джекказганской впадины в его

разрезе появляются прослой песчаников, позволяющие предполагать присутствие в непосредственной близости размываемой суши. К позднему турне эта суша погрузилась под уровень моря. Верхнее турне представлено окремнелыми известняками и мергелями обычного типа; мощность его составляет 220–280 м. Существование областей сноса можно предполагать и в районе Сарысуйского поднятия, судя по резко уменьшенной (до 1000 м) мощности каменноугольных отложений в его пределах (Геотектоническое районирование Казахстана..., 1969).

В Чу-Сарысуйской синеклизе широкое распространение фаменских отложений установлено в последние годы буровыми работами. Стратиграфия их еще слабо разработана, так как они представлены красноцветными терригенными и соленосными осадками, бедными органическими остатками. Фаменский возраст соленосных отложений установлен палеонтологически пока лишь в одном месте, в скв. 4-Г Бестюбе; в остальных случаях остатки спор и пыльцы указывают на верхний девон. В настоящей работе мы условно принимаем фаменский возраст красноцветных тонких терригенных и соленосных отложений, согласно подстилающих карбонатные и карбонатно-терригенные отложения турнейского яруса на территории Джезказганской, Кокпансорской, Тесбулакской и Муонкумской впадин. Эти отложения ложатся либо непосредственно на фундамент, либо на грубообломочные терригенные отложения среднего-верхнего девона, обычно же их подошва скважинами не вскрывается. В Муонкумской (Певзнер, 1970), Тесбулакской и Кокпансорской впадинах подошва и кровля терригенно-соленосных отложений отбиваются сейсморазведкой МОВ, однако при недостаточном количестве параметрических скважин нет уверенности в стратиграфическом объеме картируемой по геофизическим данным толщи.

Для Чу-Сарысуйской впадины опорным разрезом фаменского яруса служит разрез скв. 4-Г Бестюбе. В нижней ее части лежат красно-бурые и буровато-серые мелко-среднезернистые, частично косослоистые песчаники с многочисленными прослоями алевролитов и аргиллитов.

Вскрытая мощность этой пачки равна 630 м, в ее верхней части в прослое известковистых алевролитов обнаружены фораминиферы фаменского яруса. Выше лежит толща серых каменных солей с прослоями и включениями гипсов, ангидритов, серых ангидритов, битуминозных известняков, доломитов и пестрых мергелей. Мощность соленосной толщи достигает 800 м. Соль прорывает фаунистически охарактеризованные отложения низов каспийского горизонта и включает спорово-пыльцевые комплексы верхнего девона, а также отдельные обломки пород с фауной нижнего турне, механически включенные в соли. Распространение соленосной толщи устанавливается по сейсмическим и гравитационным данным. Расположение отдельных лагун, по мнению Ю.А. Семина (1973), контролировалось поднятиями северо-восточного простирания, над которыми мощность терригенно-соленосной толщи снижается до 400–600 м. Максимальная ее мощность в Тесбулакской впадине и на Нижне-Чуйской ступени составляет 1000–1200 м, увеличиваясь в соляных антиклиналях до 1500–2000 м.

Близкий характер имеет соленосная толща фамена (?) в Кокпансорской впадине, где она вскрыта скв. 2-Г Придорожная, Г-1 Иркутдук, 1-Г Оптак. В низах толщи лежат серые известняки мощностью 55 м (скв. 2-Г Придорожная). Выше следуют красноцветные аргиллиты и мелкозернистые песчаники, содержащие прослой каменной соли (до 400 м). Верхнюю часть разреза, мощностью около 380 м, составляет толща желтых и серых солей с прослоями серых и пестрых мергелей и аргиллитов, гипсов и доломитов. Выше лежат нижнекаменноугольные отложения. На север соленосные фаши фамена(?) прослеживаются к известным Сарысуйским соляным куполам, вблизи от которых они вскрыты скв. Ю-20. Соли прорывают нижнее турне или среднее визе.

В пределах Муонкумской впадины красноцветные терригенные отложения, согласно подстилающие нижний карбон и перекрывающие фундамент и эффузивы нижнего - среднего девона, вскрыты скв. 1-Г Айрақты, 1-П Кожедук,

1-Г Акбий и 1-П Джувалы. Они представлены красноцветными средне-мелкозернистыми песчаниками, содержащими прослой алевролитов и аргиллитов, реже конгломератов и гипсов. Максимальная вскрытая их мощность достигает 2700 м, а по геофизическим данным Л.А. Певзнера не превышает 500-700 м.

В турнейско-ранневизейское время на месте Чу-Сарысуйской мезозойско-кайнозойской синеклизы располагался обширный мелководный морской бассейн, заполнявшийся терригенно-карбонатными (на западе) и карбонатными (на северо-востоке) осадками, согласно лежащими на фаменском ярусе. Терригенно-карбонатные разрезы распространены в пределах Кокпансорской впадины и вскрыты глубокими буровыми скв. 43-П Придорожная, 41-Г Истамказинская и рядом других, где они сложены серыми алевролитами и аргиллитами с прослоями серых полимиктовых песчаников, известняков и доломитов, иногда (скв. Истамказы 41) с прослоями гипсов. Нижняя часть визейской карбонатной толщи (также не расчленяемой на подъярусы) сложена серыми пелитоморфными и мелкокристаллическими известняками с прослоями песчаников, алевролитов, иногда гипсов и ангидритов (скв. 43-П). Мощность турнейской пачки составляет от 160 до 250 м, мощность нижневизейской - от 170 до 240 м. В центре Кокпансорской впадины мощность карбонатно-терригенной части нижнего карбона, по сейсмическим данным Ю.А. Семина, достигает 500-600 м, уменьшаясь на поднятиях до 300-400 м.

В центре Чу-Сарысуйской синеклизы в районе Тастинского поднятия турнейские терригенно-карбонатные отложения уменьшают свою мощность до 70-100 м, залегая на докембрийском фундаменте. На ряде участков каменноугольные отложения полностью отсутствуют, и на фундамент ложатся непосредственно меловые отложения. В южной части Тастинского поднятия на площади Тогускен на верхний докембрий ложатся нижневизейские отложения при выпадении турне.

На Нижне-Чуйской ступени нижнекаменноугольные отложения детально расчленены в скв. 4-Г Бестюбе. Здесь на соленосной толще фаменского яруса, по всей вероятности, согласно (хотя контакт и осложнен прорывом соли) лежат серые битуминозные известняки, местами доломитизированные мергели, прослой пестроцветных алевролитов, аргиллитов, гипсов. Эта пачка содержит в низах брахиоподы нижнекассинских, а выше - верхнекассинских слоев (Дитмар, 1966). Мощность ее до 150 м. Таким образом, придавать соленосной толще фаменско-турнейский возраст нет никаких оснований; обломки пород с турнейской фауной включены в нее механически при соляных дислокациях. Выше согласно лежат серые известняки, местами доломитизированные и окремненные, с прослоями мергелей, песчаников, алевролитов. Мощность этой пачки, содержащей в низах брахиоподы русаковского, а в верхах - ишимского горизонта, около 360 м.

На северо-восточном борту Тесбулакской впадины турнейские и нижневизейские отложения представлены красными, желтыми, преимущественно серыми известняками и мергелями с прослоями песчаников, алевролитов и гипсов, мощностью до 1350 м. Эти отложения описаны Н.С. Зайцевым и Н.В. Покровской (1948), М.И. Александровой и Б.И. Борсуком (1955).

Юго-восточную половину Чу-Сарысуйской синеклизы занимают чисто терригенные разрезы турнейского яруса и нижнего подъяруса визейского яруса. На поверхности эти отложения изучены в юго-восточных частях Малого Каратау. Это преимущественно песчаная толща, содержащая прослой конгломератов, гравелитов, пелитоморфных и органогенных известняков, кремнистых и глинистых сланцев и углей. Суммарная мощность турне-нижнего визе до 750 м.

Аналогичные отложения турне и нижнего визе вскрыты бурением в прилегающих частях Сузакско-Байкадамской впадины, например, на площади Алимбет. Восточнее, в районе Таласского поднятия, турнейские отложения сложены чередующимися серыми песчаниками и алевролитами с прослоями гипсов; мощность их колеблется от 110 до 220 м (Кумырлы). Нижняя часть визейских отложений, сопоставляемая с нижним визе Малого Каратау, сложена темными

углистыми аргиллитами с прослоями гипсов (Кумырлы), известняков и песчаников. Мощность нижней пачки визе с прослоями углистых пород от 100 до 150 м.

Близкими морскими сероцветными терригенными отложениями представлен турнейские-нижневизейские осадки и в Муонкумской впадине, на площадях Айракты и Джувалы. Мощность их достигает здесь соответственно 230 и 450 м. Сейсмические исследования Л.А. Певзнера (1970) показали, что максимальная мощность терригенных отложений низов нижнего карбона достигает в Муонкумской впадине 500-600 м.

Средне-верхневизейские - намюрские образования на территории Чу-Сарысуйской синеклизы сложены в противоположность турне - нижнему визе на севере преимущественно терригенными осадками, а на юге - карбонатными. Так, в Джезказганской впадине мы встречаем терригенные разрезы среднего-верхнего визе, намюра и таскудакской свиты, описанные на южном окончании Карсакапайского поднятия по р. Белеуты, в районе Сарысуйских соляных куполов, в скв. Ю-18, Ю-20. Суммарная их мощность около 600 м.

В южной половине Чу-Сарысуйской синеклизы наиболее детально расчленены отложения верхов нижнего карбона на территории Нижне-Чуйской ступени (Мафенкова, 1971б; Александрова, Борсук, 1955). Это органогенные и битуминозные известняки с прослоями аргиллитов, мергелей и серых полимиктовых песчаников, количество которых увеличивается к верхам разреза; мощность толщи до 750 м. В Тесбулакской впадине над верхневизейской-намюрской пачкой лежат аналоги таскудукской свиты, образованные фиолетовыми мелко-среднезернистыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов; мощность их составляет 220 м.

В западной половине Чу-Сарысуйской синеклизы средне-верхневизейские серые органогенно-обломочные известняки с прослоями черных аргиллитов мощностью 370 м вскрыты на структуре Придорожная в скв. 43-П. Выше лежат серые и фиолетовые аргиллиты и алевролиты с прослоями известняков, условия сопоставляемые с намюрским ярусом; мощность их приблизительно 120 м. Аналогичный разрез мощностью 400 м вскрыт скв. 41-Г на площади Истамказы, на структуре Тогускен в скв. 34.

Карта мощностей верхов визе - намюра, составленная Ю.А. Семиным для низовьев Сарысу и Чу и районе Тесбулакской впадины, показывает, что здесь выделяется целый ряд структурных элементов второго порядка, отраженных в мощностях карбонатной толщи визе-намюра. На западе лежит Арыснуринское поднятие с мощностями менее 500 м, вплоть до полного выклинивания толщи (вероятно, постседиментационного), отделяющее Южно-Тургайскую впадину от Чу-Сарысуйской. Далее на восток следует Кокпансорская впадина, где мощность карбонатной толщи достигает 1000 м. Затем выделяется Тастинское поднятие с мощностями 200-300 м, имеющее погруженное продолжение на севере. Самым крупным структурным элементом здесь является Тесбулакская впадина, где мощность карбонатной толщи визе-намюра достигает по сейсмическим данным 1500 м.

Строение среднего-верхнего визе и намюра южной и юго-восточной частей Чу-Сарысуйской синеклизы описано Г.П. Филиппевым (1972). Он выделяет три структурных элемента, отражающиеся в фациях и мощностях отложений. На юго-западе лежит Сузакско-Байкадамская впадина, где мощность рассматриваемой толщи превышает 500 м и местами достигает 1000 м. Юго-западный борт впадины занят карбонатно-терригенными разрезами, обнаженными в хр. Мый Каратау.

К северу-востоку от Сузакско-Байкадамской впадины на Таласском поднятии визе-намюрская толща представлена в низах пачкой известняков с горизонтами серых алевролитов, аргиллитов, реже гипсов и ангидритов (последние встречаются преимущественно в средне-визейской части разреза); мощность пачки колеблется от 370-380 м на структурах Алимбет и Кызылжар до 200-250 м на структурах Кожекудук и Талас. В верхней части толщи обособляется

пачка серых и фиолетовых алевролитов и аргиллитов с прослоями известняков, редко песчаников, содержащая микрофауну намюра, а в скв. 18 Кызылжар - башкирского яруса (Буш, Губарева и др., 1971); ее мощность изменяется в зависимости от глубины среднекаменноугольного размыва от нулевых значений на структуре Учарал до 50-100 м (Кызылжар). Общая мощность визе-намюра не превышает 500 м.

Восточное крыло Таласского поднятия и прилегающие части Муюнкумской впадины заняты терригенно-карбонатными разрезами визе - намюра мощностью от 270 до 450 м, вскрытыми бурением на структурах Айракты и Джувалы. Они образованы чередующимися слоями различных известняков, серых разнозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

В северо-восточной прибортовой части Чу-Сарысуьской синеклизы выделяется относительно узкая Восточно-Бетпак-Далинская впадина, вытянутая вдоль поднятий Джалаир-Найманской зоны. В фаменском веке она заполнялась грубообломочными континентальными красноцветными терригенными отложениями, которые слагают ряд мульд, вытянутых цепочкой в северо-западном направлении. По данным М.И. Александровой и Б.И. Борсука (1955) они сложены в низах преимущественно конгломератами (500 м) с галькой эффузивов девона, а также гранитов, кварцитов, яшм. Выше следует пачка красных полимиктовых песчаников, в низах - пуддинговых и крупнозернистых, в верхах - мелкозернистых, нередко косослоистых, мощностью также до 500 м. С.Я. Шувалов обнаружил в этой пачке остатки рыб. Мощность фаменских отложений этой впадины колеблется от 200 до 1000 м.

В основании каменноугольного разреза Восточно-Бетпак-Далинской впадины М.И. Александрова условно выделяет аналоги слоев этрень, представленные пестроцветными глинами, доломитизированными известняками, мергелями и доломитами, мощность которых колеблется от 50 до 150 м. Еще выше залегает литологически изменчивая пачка кассинского горизонта (до 350 м), представленная мергелями и доломитами, красными и пестрыми тонкозернистыми песчаниками и аргиллитами с прослоями доломитизированных известняков и мергелей в верхах. Содержание терригенного материала увеличивается к северо-востоку.

Верхний подъярус турнейского яруса Восточно-Бетпак-Далинской впадины представлен серыми, реже пестрыми мелко-среднезернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями ракушняков, доломитизированных известняков (иногда с кремнистыми конкрециями) и мергелей. Его мощность в Кызылтузской мульде составляет около 100 м, в Кишкенесорской и Аксорской синклиналях - соответственно 580 и 540 м.

В юго-восточной части Восточно-Бетпак-Далинской впадины, по данным В.И. Власова (1968; Власов и др., 1967), турнейский ярус сложен серыми средне-мелкозернистыми кварцево-полевошпатовыми песчаниками с пластом известняков в основании; песчаники содержат отдельные прослои серых и черных алевролитов и аргиллитов. Мощность толщи составляет 850-900 м в Каракольской мульде и 700 м на плато Тассуек-оба. Нижневизейские угленосные отложения аналогичны в обоих районах. В их основании преобладают серые и зелено-серые среднезернистые кварцево-полевошпатовые песчаники с подчиненными прослоями серых алевролитов, общей мощностью 100-120 м. Выше идут серые и черные алевролиты и углистые аргиллиты с редкими прослоями песчаников. В этой пачке заключено от 5 до 12 угольных пластов мощностью от 0,3 до 5-8 м, содержащих богатые остатки флоры. Мощность нижнего визе около 330-400 м. Как видно из описания, турнейские - нижневизейские отложения сложены здесь морскими и прибрежными континентальными осадками.

Среднее-верхнее визе и намюр в Кызылтузской мульде представлены карбонатно-терригенными отложениями, мощность которых достигает 1000 м (Александрова, Борсука, 1955; Марфенкова, 1971а). В Восточно-Каракольской мульде визе-намюр сложен толщей чередующихся серых, коричневых и кирпично-красных (вверху) алевролитов и полимиктовых песчаников, содержа-

щих в нижней части прослои органогенно-обломочных известняков; мощность толщи до 1300 м.

Юго-восточнее, на правобережье р. Чу, по данным В.И. Власова, на угленосных нижневизейских отложениях согласно располагается толща зелено-красных и серых разномеристых полимиктовых песчаников, зелено-серых и темно-серых алевролитов с пластом мелкогалечных конгломератов в основании. Ее мощность до 300 м, возраст - верхи визе-намюр.

В Северном Кендыктасе намечается юго-восточное замыкание Восточно-Бетпак-Далинской впадины. Здесь между структурами Джалаир-Найманской зоны и Кендыктасской глыбы располагается узкий прогиб, заполненный чередующимися красноцветными песчаниками, туффитами, алевролитами с прослоями конгломератов в низах и верхах толщи и с линзами известняков в средней части. Общая мощность этой толщи достигает 2000 м. В ее низах (Геология СССР, 1971в) содержится позднедевонская флора, а в верхах - флора турнейского-начала визейского века.

В хр. Большой Каратау фаменские - ниже-среднекаменноугольные карбонатные отложения заполняют глубокий (более 4500 м) прогиб, вытянутый вдоль Каратау-Таласского разлома и наследующий Каратаускую впадину франского века. К сожалению, среди исследователей данного района до сих пор не достигнуто единодушия в отношении стратиграфии фамена Большого Каратау. Одна группа исследователей (Н.Л. Бубличенко и В.В. Галицкий) утверждает, что разрезы фамена Большого Каратау тектонически сдвоены по крупным пологим надвигам. Вторая группа исследователей (В.В. Бронгулеев, А.И. Сидяченко, Р.Е. Алексеева) считает разрез фамена тектонически единым и поэтому резко увеличивает его мощность и усложняет последовательность напластования. В настоящей работе принята точка зрения В.В. Галицкого, широко подтверждаемая в последние годы данными бурения и горными выработками.

В соответствии с этими данными фаменские отложения Большого Каратау представлены толщей серых известняков, глинистых известняков, содержащей в низах пачку глинистых сланцев (корпешская пачка). Выше следуют чистые доломиты и доломитизированные известняки с фауной нижнего фамена. Далее пластуется известняки, доломитизированные известняки и карбонатные брекчи верхнего фамена. Общая мощность этого разреза, описанного Н.М. Саловым, достигает 750 м.

На северо-востоке Большого Каратау устанавливается береговая линия, в относительной близости от которой фаменские прибрежные отложения достигают максимальных (около 1200 м) мощностей. Область, расположенная далее от береговой линии, характеризуется меньшей первичной мощностью пород и повышением роли доломитов в разрезе. К западу от низовьев р. Бадам выходы фаменских отложений отсутствуют. Можно предполагать развитие здесь карбонатных, преимущественно доломитовых, отложений.

Юго-восточное замыкание Каратауской фаменской впадины располагается в северных отрогах Таласского хребта. По данным О.И. Сергуньковой (1960) и Б.В. Пояркова (1960а, б, 1966), мощность фаменских карбонатных осадков здесь достигает 1000-1300 м. Фаменские отложения юго-восточнее бассейна рек Майдантал, Бадам и на отрогах Угамского хребта сокращаются в мощности до 300-670 м.

В Чаткале (см. рис. 7) фаменский ярус согласно лежит на франском и сложен известняками и доломитами, содержащими прослои песчаников (внизу), алевролитов и сланцев (вверху). Мощность фамена у оз. Сарычелек более 1000 м, на запад она уменьшается до 100 м (бассейн р. Сумсар), на юг - до 500 м (гора Босбутау).

В центральной части Большого Каратау турне - нижнее визе представлено массивными и слоистыми органогенно-обломочными и пелитоморфными известняками, мощность которых не превышает 2500 м. В Северо-Западном Каратау мощность турнейских нижневизейских карбонатных отложений сокращается до 1000-1200 м. В Юго-Восточном Каратау разрезы турнейских-нижневизейских

отложений также отличаются меньшей (1500–1700 м) мощностью, чем в Центральном Каратау.

По направлению к северо-востоку, к древней береговой линии, мощность турнейских–нижневизейских осадков, как свидетельствуют О.И. Богуш и О.В. Юфров (1962), сокращается до 1000 м.

На территории северо-западных отрогов Таласского Алатау мы вновь встречаем весьма мощные (до 2500 м) разрезы турнейских–нижневизейских карбонатных отложений.

Очень близкие по мощности разрезы турне и нижнего визе характерны для Угамского и Пскемского хребтов и для бассейнов рек Ойгаинг и Коксу. Далее к юго-востоку в Сандалашском хребте мощность рассматриваемой толщи сокращается до 1000 м. К юго-востоку от Сандалашского хребта, в Чаткале по р. Афлатун мощность рассматриваемой толщи опять возрастает до 2500 м.

По данным В.И. Кнауфа, в северо-восточном направлении по мере приближения к линии Таласо–Ферганского разлома в разрезе турнейско–ранневизейской толщи появляются линзы карбонатных брекчий и песчаных известняков.

В горах Босбутау намечается юго-западное крыло Чаткальской впадины. Здесь турнейские–ранневизейские отложения сложены серыми тонкослоистыми битуминозными известняками с кремнистыми конкрециями в верхней половине разреза, общая мощность которых достигает 1300 м.

Отложения второй половины раннекаменноугольной эпохи и башкирского века развиты в Каратау–Чаткальской зоне гораздо более ограниченно, чем турнейские–ранневизейские. Визейские отложения в центральной части хр. Большого Каратау представлены светло-серыми слоистыми известняками с отдельными прослоями доломитов, иногда песчаников. Мощность их колеблется от 400 до 1000 м. Намюрские отложения сохранились от размытия в верхах толщи нижнекаменноугольных известняков только в ядрах Турланской, Каленчикской и Баялдырской синклиналей. Они согласно лежат на верхнем визе и представлены в низах серыми известняками, выше – фишашково-зелеными и малиново-красными аргиллитами, туффитами и туфопесчаниками с прослоями известняков. Мощность намюрского яруса колеблется от 80–100 до 500 м. Отложения башкирского яруса сохранились лишь в ядре Турланской синклинали, где они сложены известняками с прослоями аргиллитов, переходящими сверху в песчаники и конгломераты. Мощность их равна 66 м. Максимальная мощность визейско–намюрских отложений на р. Арыстанды составляет около 1500 м.

Аналогично представлены средне-верхневизейские и намюрские отложения в Северо-Восточном и Юго-Западном Каратау, где они залегают в ядрах некоторых синклиналей. Лишь в Кашкаратинской синклинали у границы с Малым Каратау разрез визе–намюра и башкирского яруса резко отличается от описанного выше. Средневизейские отложения здесь представлены желто-бурыми и серыми грубозернистыми песчаниками с горизонтами валунных конгломератов (галька известняков, песчаников, сланцев нижнего палеозоя Малого Каратау);

К верхнему визе условно относится толща массивных красноцветных конгломератов. Хорошо окатанная галька среднего и крупного размера представлена породами нижнего палеозоя и рифея Малого Каратау. Мощность конгломератов 880 м; органические остатки отсутствуют. Выше согласно лежит толща серых и бурых конгломератов с прослоями известняков, содержащих фораминиферы и брахиоподы намюрского яруса (630 м), и далее – толща буро-красных тонкослоистых известковистых аргиллитов, красных глинистых песчаников и зеленых песчаников с прослоями брахиоподовых ракушечников, мощность ее около 1150 м. Общая мощность средневизейских–башкирских отложений Кашкаратинской синклинали достигает 3000 м.

В Таласском Алатау средневизейские отложения согласно перекрывают нижнее визе и представлены афанитовыми известняками, в которых заключены коралловые рифы. Мощность известняков 220–350 м.

Породы верхнего визе сложены серо-желтыми, розовыми, серыми известняками (глинистыми, доломитизированными, органогенно-обломочными, оолитовыми) и реже мергелями, мощность которых колеблется от 750 до 1000 м.

Намюрский ярус Таласа согласно лежит на верхнем визе и выражен серыми глинистыми и оолитовыми известняками, охарактеризованными богатой фауной брахиопод, фораминифер, гониатитов и кораллов. Мощность изменяется от 280 до 480 м.

Отложения башкирского яруса, отвечающие его нижнему подъярису, сохранились от предверхнепалеозойского размытия лишь в наиболее прогнутых синклиналях. Они согласно залегают на верхненамюрских отложениях и представлены яхаской свитой - светлыми рифогенными известняками; мощность ее около 230 м.

К юго-востоку от отрогов Таласского хребта верхневизейские - намюрские отложения слагают Чаткальскую впадину, где мощность карбонатных толщ визе-намюра вновь возрастает до 2500 м. Отложения башкирского яруса в разрезе не сохранились; к юго-востоку, в Атойнакском хребте, в горах Босбутау, башкирский ярус представлен морскими терригенными и карбонатными отложениями, в связи с чем можно предполагать, что в Чаткальском и Сандрашском хребтах также накапливались аналогичные осадки, уничтоженные впоследствии размывом.

В районах Каратерекского поднятия мощность визе-намюра уменьшается до 700 м; здесь весь разрез слагают серые известняки с прослоями известковистых песчаников, гравелитов и конгломератов. Отложения башкирского яруса в этом районе либо не отлагались, либо не сохранились в разрезе.

На лежащей к юго-западу от Каратау-Чаткальской полосы обширной территории Сырдарьинской синеклизы нижнекаменноугольные отложения вскрываются буровыми скважинами под мезозойским платформенным чехлом. Черные перекристаллизованные доломиты, литологически близкие к фаменским доломитам хр. Большой Каратау, вскрыты скв. Джусалы Г-2 на глубине 380 м. Турнейские темно-серые детритусовые известняки видимой мощностью более 50 м, содержащие остатки фораминифер, вскрыты скв. 1-К (Джаусумкун) с глубины 207 м. Остальные скважины вскрывают (определенно или вероятно) визейские - намюрские отложения, представленные здесь двумя литологическими типами. Вблизи от хр. Большой Каратау визейские-намюрские отложения, сложенные преимущественно карбонатными осадками, вскрыты скв. 147-С (Чили), 1-С (Яны-Курган) 2-П (Талап), 37-Е (Кайнар). Это мергели и глинистые доломитизированные известняки (Чили), серые органогенно-детритусовые и доломитизированные известняки (Талап), известняки с тонкими прослоями серых известковистых алевролитов (Яны-Курган). Максимальные вскрытые мощности отложений составляют около 100-120 м. Возраст пород определяется как нижнекаменноугольный по остаткам фораминифер в скв. Чили, в остальных случаях - по аналогии с визейскими и намюрскими известняками хр. Большой Каратау.

Переходный разрез по второму литологическому типу отложений обнаружен скв. 5-Г (Тимурская). Здесь с глубины 1432 м вплоть до забоя скважины (2200 м) вскрыты чередующиеся темно-серые и светло-серые, обычно массивные известняки с прослоями темно-серых известковистых аргиллитов; мощность прослоев колеблется от 7-8 до 25-27 м; общее содержание аргиллитов в толще составляет около 5-6%. Возраст пород определяется остатками нижнекаменноугольных фораминифер в известняках; присутствуют обломки раковин брахиопод и члеников криноидей.

Сероцветные карбонатно-терригенные отложения визе-намюра распространены в центральной части Сырдарьинской синеклизы. Они вскрыты на площадях Коскунгур (скв. 1-Г, 2-Г, 4-Г), Кекпенкалды (скв. 6-Г, 7-Г) и на площади Айдар (скв. 9-Г). На Коскунгуре они сложены серыми, местами кремневыми аргиллитами с прослоями глинистых и доломитизированных известняков мощностью от 2-3 до 10 м. Содержание известняков в разрезе около 15%. Возраст

установлен по остаткам визейских-намюрских фораминифер в скв. 1-Г. Максимальная вскрытая мощность визе-намюра на площади Коскунгур составляет 200 м. На площади Кекпенкалды разрез слагают серые аргиллиты с прослоями глинистых известняков (1-4 м) и глинистых алевролитов (1-2 м); видимая мощность их 240 м. В скв. 7-Г в кровле разреза обособляется пачка серых и розовато-серых массивных известняков мощностью 48 м; возраст определяется остатками фораминифер и брахиопод раннекаменноугольного облика.

На расположенной далее к западу площади Айдар скв. 9-Г вскрыты (40 м) темно-серые аргиллиты, содержащие споры раннекаменноугольных растений и отпечатки обрывков листьев. Еще западнее, у бугров Аккыр, скв. 1-Г обнаружены серые и темно-серые мелкозернистые полимиктовые песчаники с редкими тонкими прослоями известняков с остатками нижнекаменноугольных водорослей и с 10-метровым пластом мелкогалечных конгломератов (галька известняков и кварцитов).

Как видно из изложенного, в нижнекаменноугольных отложениях Сырдарьинской синеклизы по направлению к западу сильно возрастает роль терригенных осадков, что наряду с присутствием растительных остатков свидетельствует о существовании на западе областей сноса.

В юго-восточной части Сырдарьинской синеклизы, в горах Казыкурт визейские-намюрские отложения выходят на дневную поверхность; они были описаны Ю.А. Столяровым. В этом разрезе мощностью свыше 3000 м заметную роль играют терригенные и вулканогенные породы, что определяет его переходное положение к разрезам Кураминской зоны.

В восточной части центральной зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива фаменские - ранне-среднекаменноугольные отложения представлены красноцветными континентальными грубообломочными толщами среднепалеозойского комплекса Северного Тянь-Шаня (см. рис. 7). Фаменскому ярусу может, очевидно, отвечать нижняя часть талдыбулакской свиты Шамсинской впадины, датируемой обычно нерасчлененным верхним девоном-турнейским ярусом. К этому же стратиграфическому интервалу следует, по-видимому, относить низы джилыарьской свиты, выделяемой в Северо-Киргизской впадине, и низы нерасчлененных верхнедевонских отложений в западной части Шамсинской впадины. Все эти толщи с размывом и небольшим угловым несогласием перекрывают среднедевонские(?) красноцветы каракольской свиты и базальтовые толщи аральской свиты, переходя с них на нижне-среднедевонские "порфиновые" толщи и нижнепалеозойские геосинклинальные образования и граниты.

В Северо-Киргизской впадине рассматриваемые отложения обнажены на р. Аксу; в основании разреза лежит базальный горизонт, сложенный красноцветными разногалечными конгломератами с прослоями грубозернистых песчаников, меняющими свою мощность от первых десятков до первых сотен метров. Выше следует толща красноцветных аркозовых и полимиктовых песчаников с прослоями алевролитов и аргиллитов. Общая мощность толщи возрастает от 100 м на западе до 1300 м на востоке впадины. Сходным образом представлены эти отложения и в ряде других небольших изолированных впадин внутри каледонских сооружений Северного Тянь-Шаня: Аральской, Джумгольской и Корумдинской. Мощность их здесь от 1000 до 400 м.

Турнейские-нижневизейские отложения Северного Тянь-Шаня соединены постепенными переходами с позднедевонскими осадками и не могут быть уверенно отделены от них. Турнейскому ярусу отвечает, по-видимому, верхняя часть талдыбулакской свиты, в которой местами встречаются линзы известняков с остатками позднедевонских-турнейских морских организмов плохой сохранности. К этому же стратиграфическому интервалу относятся, вероятно, средние части джилыарьской свиты северного склона Киргизского Алатау и верхние части красноцветных терригенных серий западных частей Шамсинской и Северо-Киргизской впадин. Нижней половине визейского яруса соответствуют скорее всего верхи джилыарьской свиты, талдысуйская свита Аральской впадины и минтекинская свита Шамсинской впадины; в верхах последней известны

прослой и линзы известняков с морской фауной средне-поздневизейского(?) возраста. Все эти толщи трансгрессивно перекрыты морскими верхневизейскими-намюрскими отложениями. Перечисленные отложения заполняют Шамсинскую и Северо-Киргизскую впадины и известны в ряде мелких изолированных впадин. В Шамсинской впадине они представлены красноцветными аркозовыми и полимиктовыми песчаниками и туфопесчаниками (500 м) с прослоями красноцветных алевролитов и аргиллитов, преобладающих в верхах толщи, где известны также пласты мелкозернистых псаммитовых туфов липаритового состава и линзы кремнистых и обломочных известняков. Эта толща красноцветных осадков постепенно сменяется сверху минтекинской свитой - серыми и зелено-серыми песчаниками и алевролитами, мощностью от 500 до 1200 м с прослоями туфов и туфолов дацитового состава и линзами известняков, содержащими плохо определимую фауну визейского облика. Общая мощность описанной серии осадков составляет около 1500-1700 м. В обнажении на поверхности части южного крыла Северо-Киргизской впадины на р. Аксу турнейскому веку отвечают, вероятно, средние части джилъарыкской свиты: красные аркозовые и полимиктовые песчаники с линзами конгломератов и известняков, содержащих трудно определяемые остатки позднедевонско-турнейской морской фауны. Верхние части джилъарыкской свиты представлены 200-метровой пачкой плагноклазовых андезитовых порфиритов и дацитовых плагпорфиритов, а также псаммитовыми туфами дацитового состава, близко напоминающими образования талдысуйской свиты. Толща аналогичных эффузивов видимой мощностью свыше 150 м была вскрыта скв. 1-П и 2-П на Курагатинском валу. Такие же красноцветные отложения вскрыты под мощными покровами кайнозойских осадков на забое скв. Ивановская 6, Серафимовская 4 и скв. 2-П. Во всех случаях - это красные тонкозернистые и мелкозернистые песчаники или туфопесчаники, содержащие прослой красных алевролитов с пыльной раннекаменноугольных растений. Максимальная мощность этих осадков, по сейсмическим данным Ф.Н. Юдахина (1970), достигает 1000 м. Аналогичные отложения обнажаются и на северном борту Северо-Киргизской впадины (южные склоны хр. Кендыктас), где в них содержатся остатки растений турнейского-ранневизейского облика.

Турнейские-нижневизейские отложения известны в Иссык-Кульской впадине. Здесь резко несогласно на нижнем палеозое, вероятно, и на эффузивах девона лежит пачка базальных конгломератов с галькой подстилающих пород и гранитов. Выше следуют серые и розовые аркозовые песчаники, реже алевролиты и глинистые сланцы с прослоями известняков в верхах. В этой толще, заполняющей Текусскую синклиналь (ее мощность изменяется от 1300 м в центре до 400-200 м на крыльях), содержится обильная флора, характерная для турнейского-нижнего визе, а в верхах остатки фораминифер.

Средне-верхневизейские, намюрские и башкирские отложения в Северном Тянь-Шане представлены большей частью сероцветными континентальными и морскими отложениями. Лишь в Северо-Киргизской впадине в этом стратиграфическом интервале преобладают красноцветные осадки, вскрытые Панфиловской опорной скважиной. На ее забое обнаружены серые и розовые песчаники с прослоями известковистых алевролитов и серых известняков с фораминиферами карбона (20 м); отложения близки к визейским-намюрским осадкам Восточно-Киргизской впадины. По сейсмическим исследованиям Ф.Н. Юдахина (1970), мощность верхней карбонатно-терригенной половины осадочной серии пород, лежащей над эффузивами девона (эту часть разреза можно отождествлять с визейскими-намюрскими отложениями), составляет около 1000 м.

Водораздельная часть Киргизского хребта в визейско-намюрское время служила, вероятно, областью сноса, однако на востоке хребта Северо-Киргизская впадина широко сообщалась с Шамсинской впадиной. Наиболее полный разрез последней описан на р. Шамси в центральной ее части. Здесь рассматриваемые отложения сложены чередующимися зелеными и серыми песчаниками и алевролитами, содержащими в низах прослой конгломератов и известняков, а в верхах - прослой андезитовых порфиритов, фельзит-порфиритов и их туфов,

каменных углей (до 1,5 м). По всему разрезу отмечены прослои глинистых и углисто-глинистых сланцев.

Возраст толщи по фауне фораминифер и остаткам флоры определяется как верхнее визе-башкирский ярус среднего карбона; ее мощность достигает 2000-2400 м.

Далеко к востоку эта толща, по данным Ф.Н. Юдахина (1970), не прослеживается, и в западной половине оз. Иссык-Куль непосредственно под мезозойскими и кайнозойскими отложениями залегают магматические и метаморфические породы каледонского фундамента. Таким образом, можно полагать, что Шамсинская впадина замыкается у западного берега озера. Однако палеогеографическая связь между ней и близко расположенной Иссык-Кульской впадиной весьма вероятна.

Самой восточной седиментационной структурой центральных частей Казахстана-Тянь-Шаньского массива является Иссык-Кульская впадина. В ее восточной части (в Текесской синклинали, на северных склонах хр. Терской-Алатау) на континентальных турнейских-нижневизейских осадках с размывом лежит толща (700 м) серых и розовато-серых аркозовых и полимиктовых песчаников с прослоями конгломератов, известняков, глинистых и известковистых сланцев; толща содержит фораминиферы среднего-верхнего визе (Геология СССР, 1971в).

Средне-верхневизейские отложения Текесской синклинали согласно, местами с небольшим размывом перекрыты нижненамюрской толщей, сложенной ритмично чередующимися сероцветными полимиктовыми песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами и известняками; мощность ритмов - от нескольких десятков сантиметров до нескольких метров. Характерны прослои углистых сланцев и песчаников с растительным детритом, реже встречаются прослои туфогенных песчаников и конгломератов, в верхней части разреза - известняков. По всему разрезу встречаются обильные остатки фораминифер, брахиопод, гониатитов, определяющие возраст толщи как ранненамюрский; мощность ее около 1800-2000 м.

На северном крыле Текесской синклинали согласно или с небольшим размывом лежат верхненамюрские отложения. Они представлены красноцветными разногалечными конгломератами (в гальке обломки визейских и намюрских известняков) с прослоями серых песчаников, глинистых сланцев и известняков. Мощность толщи - от 230 до 300 м; на антиклинальных поднятиях ее мощность резко сокращается.

Выше лежит мощная серия осадков среднего карбона, сложенного визе серыми, реже красноцветными разнозернистыми песчаниками, алевролитами, известняками с остатками фораминифер. Мощность толщи растет с запада на восток от 450 до 2000 м. Разрез среднего карбона венчается толщей красноцветных конгломератов и песчаников с редкими прослоями алевролитов и известняков; их мощность возрастает с запада на восток от первых сотен метров до 2000 м. Суммарная мощность среднего-верхнего визе, намюра и среднего карбона составляет на западе Текесской синклинали около 3000-3500 м, на востоке - более 5000 м.

Западная половина рассматриваемой впадины закрыта кайнозойскими отложениями и водами оз. Иссык-Куль. Распространение здесь описанной серии пород подтверждено скв. 1-Тасминская, вскрывшей на забое пестроцветные песчаники среднего карбона. Мощность каменноугольных осадков Иссык-Кульской впадины, по сейсмическим данным Ф.Н. Юдахина (1970), колеблется от 3000 до 4000 м.

Северо-восточная периферическая зона

Эта зона охватывает Северо-Западное Прибалхашье, откуда она, включая Чу-Илийские горы и закрытые кайнозойским платформенным чехлом пространства Южного Прибалхашья, протягивается в Илийскую впадину. В фаменском

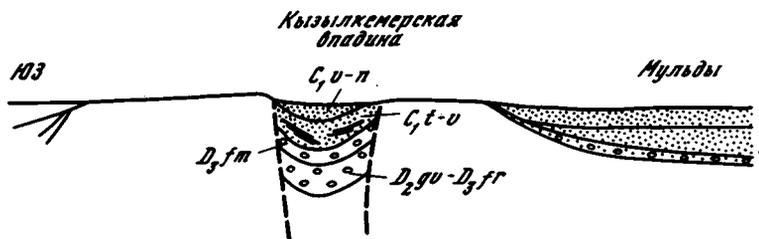


Рис. 9. Схематизированный формационный профиль фаменских – нижнекаменноугольных образований Западного Прибалхашья
Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4

веке здесь накапливались исключительно осадочные отложения. В раннекаменноугольную эпоху в восточной ее половине начались процессы субсеквентного континентального вулканизма: заложился Илийско-Прибалхашский краевой вулканический пояс. Континентальные вулканические толщи внутренней окраины пояса замещаются морскими и континентальными осадочными разрезами.

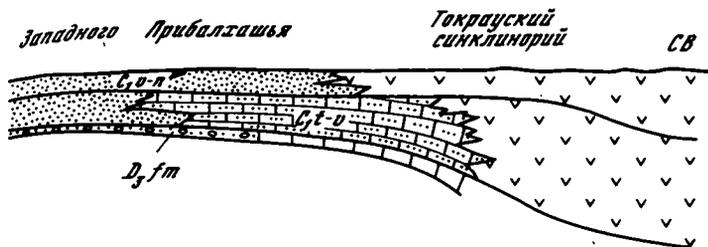
В Атасуйском районе, по данным А.Е. Михайлова (1969), в отложениях фаменского яруса можно выделить три типа разрезов. Периферические разрезы Атасуйского прогиба представлены карбонатно-терригенными отложениями мощностью от 100 до 500 м. На западе центральной части прогиба развиты чисто карбонатные отложения сульфидерового горизонта мощностью от 400 до 800 м. На востоке появляются отложения мейстеровского горизонта – конгломераты, кварцевые, аркозовые и известковые песчаники, алевролиты и кремнистые сланцы мощностью до 200 м; выше согласно лежит сульфидеровый горизонт, сложенный розовыми известняками с горизонтами железных и марганцевых руд в верхах. Общая мощность фаменского яруса на востоке составляет 500 м.

В Северо-Западном Прибалхашье карбонатные морские отложения фаменского яруса, представленные мейстеровским и сульфидеровым горизонтами, залегают согласно на образованиях франского яруса. По описаниям А.В. Авдеева и др. (1971а,б), М.И. Александровой и Б.И. Борсука (1955), Н.Г. Марковой (1961), мощность фаменских известняков с редкими прослоями мергелей, песчаников и алевролитов в Северо-Западном Прибалхашье достаточно постоянна: в Ортауской мульде – 500 м, в Таставской мульде – 500 м, в Сарыбулакской мульде – 400 м и лишь на р. Жамши падает до 200 м (рис. 9).

К юго-западу от этого района, в мульдах Западного Прибалхашья и Чу-Илийских гор к фаменскому ярусу условно относятся красноцветные конгломераты и косослоистые песчаники мощностью около 100 м, образующие базальные горизонты каменноугольной серии осадков.

В восточных частях северо-восточной периферической зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива фаменские отложения пока не обнаружены. Возможно, они входят в красноцветные терригенные отложения среднего-верхнего девона, имеющиеся в ряде мест Илийской впадины. На большей же части этой территории в фаменском веке господствовали процессы денудации.

Нижнетурнейские отложения Северо-Западного Прибалхашья, по данным Н.Г. Марковой (1961) и А.Е. Михайлова (1969), согласно лежат на фаменских и представлены известняками и слоистыми кремнистыми известняками мощностью 300–500 м. Верхнетурнейские отложения (русаковский горизонт) сложены здесь известняками с отдельными прослоями кремнистых известняков и аргиллитов мощностью 150–200 м. Выше лежат нерасчлененные отложения нижнего и среднего визе, завершающие разрез нижнего карбона. Они образованы зелено-серыми песчаниками, чередующимися с алевролитами и аргиллитами мощностью около 200 м.



Для Кызылкингирской мульды на западе характерны прибрежные терригенно-карбонатные разрезы. Нижнее турне здесь сложено конгломератами и песчаниками с прослоями известняков (200 м), нижнее визе — зелено-серыми полимиктовыми песчаниками, в низах известковистыми (до 400 м).

Восточнее, с приближением к Джунгаро-Балхашской варисцийской геосинклинальной системе, маломощные карбонатные отложения турне резко сменяются мощными (до 1500 м), преимущественно сланцевыми толщами. К разрезам такого типа прежде всего должен быть отнесен разрез северных частей Джайльминской мульды. Здесь на рудном горизонте фаменского яруса согласно лежит пачка глинистых известняков и карбонатно-кремнистых сланцев. Выше следуют кремнистые известняки, кремнисто-глинистые сланцы и зеленые кремнистые туффиты. Разрез нижнего турне завершает пачка темно-серых кремнисто-карбонатных сланцев и известняков. Мощность его 560 м. Верхнее турне (250 м) представлено глинистыми и кремнистыми известняками, сланцами и прослоями туфов. Нерасчлененные нижне- и средневизейские осадки сложены серыми песчаниками, аргиллитами и алевролитами мощностью до 250 м.

Еще восточнее, в Акжал-Аксоранской зоне, турне-визейские отложения, по данным А.В. Авдеева и др. (1971б), сложены известковистыми песчаниками, глинистыми и углистыми сланцами с прослоями известняков и мергелей, общей мощностью до 1200 м. Аналогично представлены турнейские и нижневизейские отложения в Беркутинской мульде. Среднее визе образовано здесь конгломератами и песчаниками.

Еще восточнее, в западном крыле Токрауского синклиория, М.К. Бактеев и др. (1971) описали вулканогенный разрез турнейских и нижневизейских образований (см. рис. 9). Он начинается толщей зеленокаменных андезитов, дацитов, реже андезито-базальтов с прослоями песчаников, аргиллитов и туфов кислого состава. Мощность толщи, по стратиграфическому положению отнесенной к нижнему турне, составляет 1700–2000 м. На ней согласно лежит аналогичная толща, содержащая мшанки и брахиоподы верхнего турне. Мощность этой толщи 1200 м. Нижневизейские породы сложены серыми песчаниками с прослоями косослоистых разностей, биогермных известняков, углей, переходящими кверху в пачку светлых липаритовых туфов с прослоями песчаников. Мощность нижнего визе равна приблизительно 1000 м. Суммарная мощность эффузивной толщи составляет около 4000 м.

На турнейские и ранневизейские образования с угловым несогласием налегает мощный континентальный вулканический комплекс нижнего карбона, захватывающий и периферические части Казахстано-Тянь-Шаньского массива. В основании этого комплекса лежит каркаралинская свита, образованная в низах туфами дацитового состава; в свите встречаются прослои игнимбритов, красных и серых туфопесчаников, песчаников, туффитов. Мощность ее колеблется от 200 до 1400 м. На ней с размывом лежит калмакэмельская свита, сложенная зелеными, серыми и фиолетовыми пироксеновыми порфиритами мощностью от 200 до 1700 м. Возраст свиты определяется намюрским и башкирским по сопоставлению с близлежащими районами. Обе свиты прорваны массивами роговообманковых гранодиоритов и кварцевых диоритов, а также гранитов балхашского комплекса (возраст 386–280 млн. лет).

восточной впадины Илийской впадины, северных склонов Заилийского Алатау, хребтов Кетмень и Джунгарский Алатау, где образуют обширную вулканическую провинцию.

В Кашкентензской и Аджар-Сарытумской мульдах Западного Прибалхашья, по данным С.Б. Бакирова, породы турне-нижнего визе представлены морскими прибрежными песчаными отложениями, внизу - красноцветными (260-400 м), а сверху (400 м) - зеленовато-серыми с прослоями органогенно-детритусовых известняков и серых спонголитов. Нижневизейские отложения сложены зелено-серыми и серыми песчаниками, реже алевролитами с прослоями известняков, общей мощностью около 450 м. На юге, в Каракамысской и Мынаральской мульдах, в разрезе нижнего визе доминируют кварцевые песчаники с гравелитами и конгломератами в основании (галька эффузивов девона, гранитоидов, кремнистых пород), с прослоями серых алевролитов, углистых аргиллитов, редко песчанистых известняков. Общая мощность толщи составляет 400-450 м.

Среднее визе в Аджар-Сарытумской, Каракамысской, Кашкентензской мульдах представлено зелеными и зелено-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков, мощностью 400-500 м. В верхах разреза обособляется красноцветная пачка бурых и буровато-серых разнозернистых немых полимиктовых песчаников мощностью около 100 м, имеющая, возможно, верхневизейский - намюрский возраст и континентальный генезис. Таков же разрез Беркутинской мульды. В Кызылкингирской мульде верхняя красноцветная пачка не сохранилась.

На территории Чу-Балхашского водораздела преимущественно красноцветные континентальные отложения турнейского яруса и нижнего подъяруса визейского яруса встречаются в Кызылкемерской, Куланкетпесской и Алакольской мульдах (см. рис. 9). В низах разреза здесь лежат согласно на фаменском(?) ярусе розовые, реже серые средне-мелкозернистые, преимущественно кварцевые песчаники с прослоями красновато-коричневых алевролитов и гравелитов. Мощность около 250 м. Красноцветная пачка турне постепенно сменяется вверх зелено-серыми песчаниками с прослоями красноцветных песчаников и алевролитов, переходящих в свою очередь в шоколадно-коричневые алевролиты. Мощность этой пачки около 300 м; в пачке содержатся остатки флоры низов нижнего карбона. Нижневизейские осадки сложены серыми и зелено-серыми, иногда косослоистыми песчаниками и темно-серыми алевролитами с горизонтальной или полого-волнистой слоистостью. Для этих отложений характерны прослой полуматовых и матовых углей мощностью до 1-3 м и остатки флоры.

Вышележащие части разреза сохранились только в Куланкетпесской мульде, где на угленосном нижнем визе согласно располагается пласт гравелитов, состоящих из обломков кварца, кремнистых пород и алевролитов. Выше следуют зелено-серые, реже пестроцветные алевролиты с прослоями зеленых разнозернистых песчаников, мощностью около 200 м; они относятся к среднему визе. Розовые, реже зелено-серые средне-мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями коричневых алевролитов мощностью около 250 м имеют, по-видимому, верхневизейский - намюрский возраст.

В восточной части периферической области Казахстано-Тянь-Шаньского массива, на южных склонах Джунгарского Алатау, в Илийской впадине, Заилийском Алатау, в хр. Кетмень в турнейское-ранневизейское время отлагались преимущественно континентальные вулканические накопления (Геология СССР, 1971в). Вулканические толщи с угловым несогласием ложатся на эффузивные толщи девона, переходя с них на геосинклинальный складчатый фундамент.

В западной части рассматриваемой территории они представлены вулканическими толщами смешанного (липарито-дацито-андезитового) состава; в восточной части распространены более монотонные, преимущественно андезито-базальтовые вулканы.

Наиболее западные выходы кетменской свиты турне-нижнего виае описаны в верховьях рек Каракастек и Узункаргалы. Здесь она несогласно налегает на докембрий, граниты ордовика и эффузивы девона; в ее основании четко прослеживается базальная осадочная пачка, начинающаяся бурыми конгломератами с галькой подстилающих пород; мощность пачки достигает 320 м. Выше следуют чередующиеся пестроцветные туфогенные гравелиты, песчаники, туффиты с прослоями кислых туфов. В песчаниках найдены остатки турнейско-ранневизейского возраста; мощность пачки около 300 м. Разрез завершают андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, переходящие вверх по разрезу в андезито-дацитовые порфириты и дацитовые порфиры. Мощность лавовой пачки составляет 500-600 м. Восточнее, в верховьях рек Тургень, Иссык и Чилик, трехчленное строение кетменской свиты сохраняется.

В хр. Кетмень кетменская свита имеет более монотонный средний состав и максимальную мощность (более 2000 м). В ее основании по-прежнему прослеживается базальная осадочная пачка, представленная бурыми и серыми базальными конгломератами, несогласно налегающими на девонские(?) кислые эффузивы и образования нижнего палеозоя и силура. В верхней части осадочной пачки преобладают серые и бурые разнозернистые песчаники и алевролиты, встречаются единичные прослои водорослевых известняков. В осадочной пачке содержится характерный для турнейского - ранневизейского времени комплекс растительных остатков и турнейские фораминиферы. Вулканогенная часть разреза кетменской свиты разделена Б.Ф. Кашкаровым на две пачки. В низах пачки туфогравелиты и туфопесчаники чередуются с андезитовыми порфиритами и их туфами. Выше следуют бурые дацитовые порфиры и их туфы, перекрытые мощной (270 м) пачкой базальтовых порфиритов и их туфов. В верхах нижней пачки отмечаются дацитовые порфиры и их туфы с прослоями туфопесчаников и туфогенных гравелитов. Мощность нижней пачки - около 1300 м. Верхняя пачка эффузивов представлена в основном лавами и туфами дацитового состава, содержащими в средней части пачки мощный (320 м) горизонт зелено-серых туфов андезитовых порфиритов. Мощность верхней пачки около 1000 м. Близкий характер кетменской свиты сохраняется на всем протяжении хр. Кетмень. Общая ее мощность составляет приблизительно 2000-2500 м. В южном направлении вулканогенные образования кетменской свиты замещаются терригенными отложениями.

В Джунгарском Алатау кетменскую свиту выделил В.Д. Стеркин. На его южном склоне, в горах Керегетас, резко несогласно на известняках ордовика и песчаных толщах нижнего девона лежат андезитовые порфириты и их туфы, реже туфы андезито-дацитового и дацитового состава. В этой части разреза отмечены отдельные покровы базальтовых порфиритов. В верхах разреза преобладают дацитовые и дацито-липаритовые туфы и туфолавы. Общая мощность кетменской свиты составляет около 900 м. Возраст ее определен условно, по аналогии с хр. Кетмень. Для кетменской свиты, таким образом, характерна общая зеленая или темно-серая окраска и широкое развитие мощных покровов андезитовых порфиритов с мелкими вкрапленниками плагиоклазов.

Западнее, в хр. Алтынэмель образования турнейского-ранневизейского возраста, представленные вулканитами преимущественно среднекислого состава, но в отличие от кетменской свиты имеющими бурые и красные цвета, выделены В.Ф. Беспаловым (1966) и Л.И. Скринник (1971) условно, по положению в низах толщи вулканитов раннекаменноугольного возраста. Общая ее мощность в восточной части хр. Алтынэмель, в горах Суаттау и Долонтау достигает 1700 м.

К северу, по мере приближения к варисийской Джунгаро-Балкашской геосинклинальной системе, в турнейских-нижневизейских образованиях увеличивается содержание осадочных пород и появляются прослои отложений морского происхождения. В горах Жуантобе, Алабасы, Ешкюльмес И.И. Никитченко описал жуантобинскую свиту, несогласно налегающую на терригенные осадки нижнего девона. Базальная ее пачка сложена яркими красно-бурными конгломера-

Из района Токрауской впадины вулканыты верхов нижнего карбона протягиваются в район Илийской впадины, северных склонов Зайлийского Алатау, хребтов Кетмень и Джунгарский Алатау, где образуют обширную вулканическую провинцию.

В Кашкентенгизской и Ажгар-Сарытумской мульдах Западного Прибалхашья, по данным С.Б. Бакирова, породы турне-нижнего визе представлены морскими прибрежными песчаными отложениями, внизу - красноцветными (260-400 м), а вверху (400 м) - зеленовато-серыми с прослоями органогенно-детритусовыми известняков и серых спонголитов. Нижневизейские отложения сложены зелено-серыми и серыми песчаниками, реже алевролитами с прослоями известняков, общей мощностью около 450 м. На юге, в Каракамьской и Мынаральской мульдах, в разрезе нижнего визе доминируют кварцевые песчаники с гравелитами и конгломератами в основании (галька эффузивов девона, гранитоидов, кремнистых пород), с прослоями серых алевролитов, углистых аргиллитов, редко песчанистых известняков. Общая мощность толщи составляет 400-450 м.

Среднее визе в Ажгар-Сарытумской, Каракамьской, Кашкентенгизской мульдах представлено зелеными и зелено-серыми мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками с прослоями органогенно-обломочных и пелитоморфных известняков, мощностью 400-500 м. В верхах разреза обособляется красноцветная пачка бурых и буровато-серых разнозернистых немых полимиктовых песчаников мощностью около 100 м, имеющая, возможно, верхневизейский - намюрский возраст и континентальный генезис. Таков же разрез Беркутинской мульды. В Кызылкингирской мульде верхняя красноцветная пачка не сохранилась.

На территории Чу-Балхашского водораздела преимущественно красноцветные континентальные отложения турнейского яруса и нижнего подъяруса визейского яруса встречены в Кызылкемерской, Куланкетпесской и Алакольской мульдах (см. рис. 9). В низах разреза здесь лежат согласно на фаменском(?) ярусе розовые, реже серые средне-мелкозернистые, преимущественно кварцевые песчаники с прослоями красновато-коричневых алевролитов и гравелитов. Мощность около 250 м. Красноцветная пачка турне постепенно сменяется вверх зелено-серыми песчаниками с прослоями красноцветных песчаников и алевролитов, переходящих в свою очередь в шоколадно-коричневые алевролиты. Мощность этой пачки около 300 м; в пачке содержатся остатки флоры низов нижнего карбона. Нижневизейские осадки сложены серыми и зелено-серыми, иногда косослоистыми песчаниками и темно-серыми алевролитами с горизонтальной или полого-волнистой слоистостью. Для этих отложений характерны прослой полуматовых и матовых углей мощностью до 1-3 м и остатки флоры.

Вышележащие части разреза сохранились только в Куланкетпесской мульде, где на угленосном нижнем визе согласно располагается пласт гравелитов, состоящих из обломков кварца, кремнистых пород и алевролитов. Выше следуют зелено-серые, реже пестроцветные алевролиты с прослоями зеленых разнозернистых песчаников, мощностью около 200 м; они относятся к среднему визе. Розовые, реже зелено-серые средне-мелкозернистые полимиктовые песчаники с прослоями коричневых алевролитов мощностью около 250 м имеют, по-видимому, верхневизейский - намюрский возраст.

В восточной части периферической области Казахстано-Тянь-Шаньского массива, на южных склонах Джунгарского Алатау, в Илийской впадине, Зайлийском Алатау, в хр. Кетмень в турнейское-ранневизейское время отлагались преимущественно континентальные вулканические накопления (Геология СССР, 1971в). Вулканические толщи с угловым несогласием ложатся на эффузивные толщи девона, переходя с них на геосинклиальный складчатый фундамент.

В западной части рассматриваемой территории они представлены вулканическими толщами смешанного (липарито-дацито-андезитового) состава; в восточной части распространены более монотонные, преимущественно андезито-базальтовые вулканыты.

Наиболее западные выходы кетменской свиты турне-нижнего визе описаны в верховьях рек Каракастек и Узункаргалы. Здесь она несогласно налегает на докембрий, граниты ордовика и эффузивы девона; в ее основании четко прослеживается базальная осадочная пачка, начинающаяся бурными конгломератами с галькой подстилающих пород; мощность пачки достигает 320 м. Выше следуют чередующиеся пестроцветные туфогенные гравелиты, песчаники, туффиты с прослоями кислых туфов. В песчаниках найдены остатки турнейско-го-ранневизейского возраста; мощность пачки около 300 м. Разрез завершают андезитовые и андезито-базальтовые порфириты, переходящие вверх по разрезу в андезито-дацитовые порфириты и дацитовые порфиры. Мощность лавовой пачки составляет 500-600 м. Восточнее, в верховьях рек Тургень, Иссык и Чилик, трехчленное строение кетменской свиты сохраняется.

В хр. Кетмень кетменская свита имеет более монотонный средний состав и максимальную мощность (более 2000 м). В ее основании по-прежнему прослеживается базальная осадочная пачка, представленная бурными и серыми базальными конгломератами, несогласно налегающими на девонские(?) кислые эффузивы и образования нижнего палеозоя и силура. В верхней части осадочной пачки преобладают серые и бурые разнозернистые песчаники и алевролиты, встречаются единичные прослои водорослевых известняков. В осадочной пачке содержится характерный для турнейского - ранневизейского времени комплекс растительных остатков и турнейские фораминиферы. Вулканогенная часть разреза кетменской свиты разделена Б.Ф. Кашкаровым на две пачки. В низах пачки туфогравелиты и туфопесчаники чередуются с андезитовыми порфиритами и их туфами. Выше следуют бурые дацитовые порфиры и их туфы, перекрытые мощной (270 м) пачкой базальтовых порфиритов и их туфов. В верхах нижней пачки отмечаются дацитовые порфиры и их туфы с прослоями туфопесчаников и туфогенных гравелитов. Мощность нижней пачки - около 1300 м. Верхняя пачка эффузивов представлена в основном лавами и туфами дацитового состава, содержащими в средней части пачки мощный (320 м) горизонт зелено-серых туфов андезитовых порфиритов. Мощность верхней пачки около 1000 м. Близкий характер кетменской свиты сохраняется на всем протяжении хр. Кетмень. Общая ее мощность составляет приблизительно 2000-2500 м. В южном направлении вулканогенные образования кетменской свиты замешаются терригенными отложениями.

В Джунгарском Алатау кетменскую свиту выделил В.Д. Стеркин. На его южном склоне, в горах Керегетас, резко несогласно на известняках ордовика и песчаных толщах нижнего девона лежат андезитовые порфириты и их туфы, реже туфы андезито-дацитового и дацитового состава. В этой части разреза отмечены отдельные покровы базальтовых порфиритов. В верхах разреза преобладают дацитовые и дацито-лшаритовые туфы и туфолавы. Общая мощность кетменской свиты составляет около 900 м. Возраст ее определен условно, по аналогии с хр. Кетмень. Для кетменской свиты, таким образом, характерна общая зеленая или темно-серая окраска и широкое развитие мощных покровов андезитовых порфиритов с мелкими вкрапленниками плагиоклазов.

Западнее, в хр. Алтынэмель образования турнейского-ранневизейского возраста, представленные вулканитами преимущественно среднекислого состава, но в отличие от кетменской свиты имеющими бурые и красные цвета, выделены В.Ф. Беспаловым (1966) и Л.И. Скринник (1971) условно, по положению в низах толщи вулканитов раннекаменноугольного возраста. Общая ее мощность в восточной части хр. Алтынэмель, в горах Суаттау и Долонтау достигает 1700 м.

К северу, по мере приближения к варисийской Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе, в турнейских-нижневизейских образованиях увеличивается содержание осадочных пород и появляются прослои отложений морского происхождения. В горах Жуантобе, Алабасы, Ешкюльмес И.И. Никитченко описал жуантобинскую свиту, несогласно налегающую на терригенные осадки нижнего девона. Базальная ее пачка сложена яркими красно-бурыми конгломера-

тами и песчаниками мощностью от 200 до 350 м. Выше следуют коричневые и вишневые альбитофиры и кварцевые порфиры дацитового и липаритового состава, игнимбриты, агломераты и туфы. Венчается разрез пестроцветной пачкой чередующихся туфопесчаников, песчаников, гравелитов и туффитов, где со-держатся остатки флоры низов нижнего карбона; мощность свиты 1000 м.

Нижневизейские образования этого района выделены под названием мукринской свиты. По данным И.И. Никитченко, в ее основании залегают массивные туфогенные конгломераты и песчаники с галькой пород подстилающей жуантобинской свиты, кремней и кварцитов. Мощность их составляет 250 м. Выше следуют кварцевые дацитовые порфиры и их туфы, туфопесчаники и туфогравелиты. Мукринскую свиту (общая мощность ее равна 750 м) завершает 200-метровая пачка песчаников, гравелитов, алевролитов с прослоями органично-обломочных, часто песчаных известняков с остатками брахиопод иштыского горизонта.

Близкими по общему облику толщами представлены в Илийской впадине и средне-верхневизейские - намюрские образования. Самые западные их выходы обнаружены в Жамантинской синклинали в восточной части хр. Кендыктас. Здесь на красноцветных континентальных терригенных отложениях турне-нижнего вьезе согласно, с постепенным переходом лежит жамантинская свита. В ее нижней части преобладают темно-серые и зеленовато-серые, реже бурые андезитовые и базальтовые порфириты и их туфы с прослоями туфопесчаников; мощность нижней пачки около 460 м. Вторая пачка представлена андезитовыми порфиритами с прослоями туфов, туфопесчаников и туфоконгломератов, мощностью 450-800 м. Третья пачка сложена андезитовыми порфиритами, переходящими вверх в крупнообломочные туфы и туфопесчаники мощностью около 250 м. Верхняя, четвертая пачка разреза образована разнозернистыми вулканомиктовыми песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами с отдельными горизонтами флюидалных дацитовых порфиров и их агломератовых туфов. Общая мощность жамантинской свиты достигает 1000-2000 м. Органических остатков свита не содержит, возраст ее определен условно.

Процессы наземного вулканизма в Кендыктасе завершились формированием малоглубинного узунсу-карасуйского комплекса гранитоидов. Небольшие штоки пород этого комплекса сложены гранодиоритами, плагιοгранитами, гранитами и либо располагаются в породах каледонского фундамента, либо секут каменноугольные красноцветные и эффузивные образования. Абсолютный возраст пород этого комплекса (306 млн. лет) свидетельствует о формировании их перед началом позднего палеозоя.

Следующие к востоку выходы визейских-намюрских эффузивов известны в Зайлийском Алатау. На образованиях кетменской свиты согласно располагаются агломератовые туфы, на которых лежат серые липаритовые и трахилипаритовые, часто сферолитовой структуры порфиры, чередующиеся с покровами игнимбритов и липаритовых туфов; мощность толщи кислых эффузивов составляет 500-600 м. Выше по разрезу появляются серые андезито-дацитовые порфириты и их туфы, мощность 200-300 м. На р. Тургенъ в нижней части толщи содержится флора плохой сохранности, не противоречащая ее визейско-намюрскому возрасту.

Далее к востоку, на северном склоне хр. Кетмень, в основании визейско-намюрской толщи на дацитовых порфирах кетменской свиты с размывом лежит осадочная пачка, начинающаяся базальными конгломератами. Выше следуют туфогенные песчаники, алевролиты и гравелиты с прослоями серых известняков, содержащих остатки средне-верхневизейских брахиопод и кораллов, иногда фораминифер. Мощность их колеблется от 350 до 500 м. Выше следует пачка (350-500 м) розово-серых игнимбритов и липаритовых туфов, флюидалных лав и туфов лав липарито-дацитового состава. Среди вулканогенных пород располагаются прослой пестроцветных песчаников, туфопесчаников и туфогенных гравелитов; иногда отмечаются прослой известняков с остатками фауны верхов вьезе или намюра.

В южном направлении содержание вулканических пород убывает, и на южном склоне хр. Кетмень толща почти целиком представлена карбонатными (в низах) и терригенными (в верхах) морскими осадками среднего-верхнего визе, намюра и башкирского яруса, с размывом залегающими на кетменской свите. В основании их прослеживаются базальные конгломераты мощностью от первых метров до 80 м; выше лежит очень характерная пачка ярко-зеленых алевролитов, песчаников, туфопесчаников и кислых туфов; мощность ее обычно около 80 м. Основная часть разреза сложена светло-серыми массивными известняками с обилием брахиопод, кораллов, фораминифер и мшанок намюра - башкирского яруса (так называемые "кунгейские известняки"); мощность известняков колеблется от 200 до 450 м, достигая местами 800(?) м. Такие фациальные взаимоотношения позволяют предполагать, что формирование континентальной вулканогенной толщи северных склонов хр. Кетмень и Заилийского Алатау закончилось в башкирском веке - непосредственно перед крупными тектоническими движениями в середине среднекаменноугольной эпохи.

Рассматриваемый этап завершился внедрением массивов гранодиоритов и биотит-роговообманковых гранитов, образующих небольшие, неправильной формы массивы на северном склоне Заилийского Алатау и в хр. Кетмень. Они прорывают нижнекаменноугольную эффузивную толщу и перекрыты вулканитами среднего - верхнего карбона. Определения абсолютного возраста дают цифры от 322 до 348 млн. лет.

В горах Алтынэмель В.Ф. Беспалов (1966) и Л.И. Скринник (1971) установили трехчленное строение визе-намюрской вулканогенной толщи, выделенной ими под названием алтынэмельской свиты. Нижняя подсвита с размывом и конгломератами в основании ложится на турнейскую вулканическую толщу. Над базальными конгломератами прослеживается осадочная пачка, образованная серыми и зелеными вулканомиктовыми и туфогенными песчаниками, реже конгломератами с прослоями туффитов, алевролитов, редко - кремнистых водорослевых известняков; мощность ее достигает 385 м; в ней содержатся остатки флоры второй половины раннекаменноугольной эпохи. Основную часть нижней половины алтынэмельской свиты образуют чередующиеся друг с другом серые и серо-зеленые игнимбриты, туфы, туфолавы трахилипаритового и липарит-дацитового состава с прослоями туфопесчаников, песчаников, туффитов. Мощность нижней подсвиты колеблется от 860 до 750 м. Среднюю подсвиту алтынэмельской свиты образуют коричневые трахиандезитовые, реже базальтовые порфириты, их туфоагломераты и туфы с прослоями вулканомиктовых и туфогенных песчаников; мощность ее от 125 до 270 м. Верхнюю подсвиту составляют табачно-зеленые и серо-зеленые песчаники, туфопесчаники, гравелиты, конгломераты с горизонтами зелено-серых туфов, липаритового, трахилипаритового и дацитового состава; мощность верхней подсвиты около 300 м, в ней содержатся остатки флоры. Вдоль Конуроленского разлома цепочкой тянутся вулканические аппараты алтынэмельской свиты, восстанавливаемые по присутствию лавобрекчий жерловых фаций и грубообломочным туфобрекчиям склонов вулканов.

На южных склонах хр. Джунгарский Алатау возрастные аналоги алтынэмельской свиты распространены широко, однако изучены еще недостаточно. Наиболее полный разрез описал в горах Тышкантау В.Д. Стеркин. С размывом на вулканической толще турне-нижнего визе, переходя с нее на нижнепалеозойские образования, залегают базальные конгломераты и туфоконгломераты, чередующиеся с песчаниками и пластами туфов кислого состава; среди песчаников заключены углистые сланцы и алевриты с линзами каменных углей; флора указывает на вторую половину раннего карбона. Выше следует пачка лавобрекчий андезитовых порфиритов и туфов среднего состава. Верхнюю, наиболее мощную часть толщи образуют зелено-серые и темно-серые лавобрекчии и туфы липаритового состава с отдельными пластами вулканомиктовых песчаников и покровами андезитовых порфиритов и туфов трахилипаритового состава. Мощность визе-намюрской вулканической толщи на южных склонах Джунгарского

Алатау составляет более 1000 м, местами до 1500 м. Время ее формирования приходится на вторую половину визейского века, намюрский век и, вероятно, на часть башкирского века.

Ближний разрез описан И.И. Никитченко в горах Жуантобе и Алабасы, в западной части южных склонов Джунгарского Алатау. Здесь в основании разреза лежат базальные конгломераты, сменяющиеся кверху темно-серыми песчаниками с прослоями алевролитов и каменных углей мощностью до 3-5 м. Эта толща, получившая название карасайской свиты, содержит остатки фауны яговкинских слоев и имеет мощность до 250 м. Выше с размывом налегает алабинская свита, датируемая верхним подъярусом визейского яруса - намюрским ярусом. В ее низах установлены конгломераты, туфопесчаники и туфы дацитового состава; средняя пачка образована плагиоклазовыми и пироксеновыми андезитовыми порфиритами, их туфами, туфопесчаниками и алевролитами, содержащими остатки лепидодендронов и каламитов второй половины раннего карбона; верхнюю часть разреза слагают липаритовые туфы с прослоями алевролитов и песчаников и отдельными горизонтами дацитовых кварцевых порфиров и туфов порфиритов; мощность алабасинской свиты достигает 700-800 м.

Ранне-среднекаменноугольный магматический цикл завершился в Илийской впадине формированием среднекаменноугольного гранито-гранодиоритового интрузивного комплекса. К этому комплексу относится большое число крупных гранитных массивов, образующих широкую полосу, которая протягивается в широтном направлении. Далее эта полоса принимает северо-западное простирание и прослеживается под платформенным чехлом Балхашской впадины до г. Балхаш, где вновь появляется на поверхности, образуя интрузии балхашского комплекса.

Формирование среднекаменноугольного комплекса гранитоидов происходило в три фазы. Породы первой фазы слагают небольшие штоки и представлены кварцевыми диоритами и пироксен-роговообманковыми диоритами. Вторую фазу образуют среднезернистые роговообманковые гранодиориты и адаметиты. Третья фаза представлена лейкократовыми биотитовыми мелкозернистыми гранитами. Для пород комплекса характерно пересыщение кремнеземом и алюминием (пломазитовый ряд) и преобладание натрия. Радиогеохронологические определения указывают на широкий (330-270 млн.лет) возрастной диапазон биотита, что объясняется многофазностью комплекса и проявлениями калиевого метасоматоза.

Крупные массивы среднекаменноугольного комплекса гранитоидов обычно представляют собой относительно уплощенные, полого залегающие межформационные тела, проникающие к дневной поверхности вдоль несогласия между геосинклинальным фундаментом нижнего палеозоя и чехлом вулканогенных толщ нижнего карбона.

Интерпретация геофизических (гравитационных и преимущественно геомагнитных) данных, проведенная Т.Б. Саргаскаевым (Геология СССР, 1971в), показала, что структуры Илийской впадины продолжают под платформенным чехлом Южного Прибалхашья к северо-западу, по направлению к Токрауской впадине. Как уже упоминалось, по особенностям геомагнитного поля прослеживается пояс интрузий гранитоидов, который тянется от гор Алабасы в северо-западном направлении, к г. Балхаш (Джунгаро-Балхашская зона интрузий). В низовьях р. Или, вдоль русла Баканас выделяется еще одна, Нижне-Илийская группа интрузий, по-видимому, принадлежащих к этому же комплексу. В промежутке между этими группами интрузий наблюдается дифференцированное магнитное поле, отвечающее на обнаженной территории полям распространения в основном андезито-дацитовых вулканогенных толщ нижнего карбона. Аналогичное магнитное поле прослеживается и в полосе, примыкающей с северо-востока к Джунгаро-Балхашской зоне интрузий. Здесь это поле также отвечает описанным выше вулканогенным и вулканогенно-осадочным толщам нижнего карбона. К юго-западу от Нижне-Илийской группы интрузий наблюдается мелко мозаичное, относительно повышенное магнитное поле - здесь получили распространение

верхнепалеозойские вулканогенные контрастные толщи, содержащие залежи магнитоактивных базальтовых лав. Это обстоятельство не дает возможности выяснить, насколько далеко протягивается к юго-западу от Нижне-Илийской группы интрузий вулканогенные толщи нижнего карбона. Однако терригенные разрезы нижнего карбона Северо-Западного Прибалхашья свидетельствуют о том, что вулканический пояс нижнего карбона имел в Южном Прибалхашье ширину примерно 75 км.

Верхнепалеозойский комплекс

В конце фаменской – ранне-среднекаменноугольной стадии на всей территории Казахстано-Тянь-Шаньского массива отмечается региональный разрыв, часто сопровождаемый угловым несогласием и внедрением гранитоидов в периферические вулканические области массива. Эти тектонические движения, очевидно, исходившие из варисийских геосинклинальных систем, где на границе башкирского и московского веков отмечается сильная складчатость, привели к окончательной регрессии моря из пределов Казахстано-Тянь-Шаньского массива и к установлению континентальных условий осадконакопления.

С этого времени морские заливы лишь изредка покрывают участки краевых его областей. Это обстоятельство вызывает серьезные трудности в изучении стратиграфии верхнепалеозойских образований Казахстано-Тянь-Шаньского массива.

Специфические трудности для стратиграфии создает также то обстоятельство, что значительная часть позднепалеозойских образований представлена вулканогенными толщами. Попытки сопоставления разобренных верхнепалеозойских вулканогенных разрезов, основанные исключительно на палеоботанической основе, до настоящего времени особого успеха не имели в связи с принадлежностью флор к различным провинциям, а также с общеизвестными затруднениями при детализации возраста по палеофлоре до ярусов и даже до отделов. Как указывают К.А. Азбель и В.Д. Стеркин (1971), сопоставление вулканогенных разрезов на фациальной основе путем выявления определенной ритмичности в развитии процессов вулканизма, выраженной сменой петрохимического состава вулканов, а также с помощью анализа угловых несогласий, является наиболее плодотворным.

Нижняя граница верхнего палеозоя достаточно четко определена региональным разрывом в середине среднего карбона. Нижняя часть верхнего палеозоя представлена средним-верхним карбоном, содержащим остатки растительности субтропического вестфальского типа. В этот же стратиграфический интервал частично попадают свиты с переходным среднекаменноугольным – раннепермским возрастом (оясайская свита на юге и архарлинская и кугалинская свиты на севере).

Нижнепермские образования охарактеризованы остатками эндемичной растительности, близкой к растительности Камско-Уральской области, с некоторыми влияниями Ангарской. В верхах нижнепермской серии появляются некоторые элементы позднепермской растительности, поэтому вместе с нижнепермскими образованиями мы рассматриваем некоторые толщи, имеющие переходный раннепозднепермский возраст. К их числу в центральной области Казахстано-Тянь-Шаньского массива принадлежат кийминская и кингирская свиты, нижняя под-свита тузольской свиты и параллелизуемая с ней так называемая "соленосная толща" перми. В северной периферической области вместе с нижнепермской бескайнарской свитой рассматривается нижняя жалтызгашская свита верхнепермских образований, завершающая начавшийся в ранней перми вулканический ритм.

Позднепермская флора отличается от раннепермской более бедным составом, некоторыми характерными видами и относительной редкостью местонахождений. В раннетриасовую эпоху появляются новые виды и роды.

Подобно районированию рассмотренных ранее образований, верхнепалеозойский комплекс заметно различен в западной – южной периферической, центральной и северо-восточной периферической зонах Казахстано-Тянь-Шаньского массива.

Западная – южная периферическая зона

В Тургайском прогибе (рис. 10) лучше всего изучен разрез средне-верхнекаменноугольных отложений на р.Тобол у с.Придорожного. Здесь они образованы фиолетовыми и красно-бурыми валунистыми и разногальечными конгломератами, залегающими пачками по 30–60 м. Эти пачки разделены пластами фиолетовых и красных, иногда косослоистых грубозернистых песчаников, заключающих маломощные пропластки красных алевролитов и аргиллитов; мощность песчаных пластов колеблется от 3–5 до 20 м. В гальке конгломератов преобладают известняки с ископаемыми среднего девона, франского и визейского ярусов; несколько реже встречаются гальки эффузивов валерьяновской свиты, песчаников и метаморфических пород. Основной источник сноса помещался в пределах полосы уралид. В аналогичных конгломератах в Денисовском синклинии у пос. Маслоковского содержатся растительные остатки, определяющие их позднекаменноугольный возраст. Общая мощность толщи достигает, по-видимому, 1200 м. Близкие по облику толщи известны в небольших изолированных прогибах, где они вскрыты картировочным бурением. Нижнепермские обломочные толщи распространены в Тургайском прогибе весьма незначительно. Они обнаружены к настоящему времени только в одном изолированном прогибе, лежащем в Убаганском поднятии и унаследованном от позднекаменноугольной эпохи. Недалеко от пос. Римского согласно на среднем-верхнем карбоне лежит толща светло-серых алевролитов, чередующихся с серыми аргиллитами и песчаниками; мощность ее составляет около 500 м; возраст определен спорами и пылью растительности как пермский.

В нижнем триасе Тургайского прогиба отмечается последняя вспышка вулканизма. Излияния преимущественно базальтоидных лав и накопление туфогенно-осадочных отложений завершили длительную историю субсеквентного вулканизма этой зоны и одновременно отметили переход к вулканизму платформенного характера. К нижнему триасу здесь относится туринская серия, заполняющая Кушмурунский грабен и ряд мелких депрессий к северу и востоку от него. Туринская серия, по данным бурения многочисленных скважин (Геология СССР, 1971б), образована покровами черных базальтов и андезито-базальтов кайнотипного облика с большим количеством (15–70%) бурого вулканического стекла и вкраплениями лабрадора, пироксена, редко оливиана. Мощности покровов изменяются от 5–10 до 100 м, в верхней части преобладают миндалекаменные и пузырчатые разновидности базальтов, иногда зеленые, выветрелые. Встречаются шлаковые корки. Базальтовые покровы отделены друг от друга пачками бурых алевролитов и аргиллитов с прослоями базальтовых туфов, реже – песчаников. Мощности осадочных пачек изменяются от 5 до 15 м. Мощность базальтов туринской серии точно неизвестна (так как ни одна из скважин не

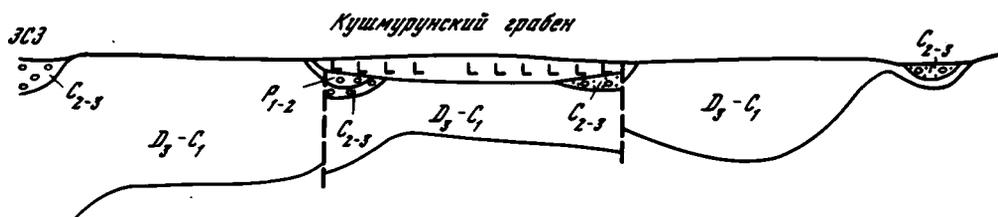


Рис. 10. Схематизированный формационный разрез верхнепалеозойских образований северной части Казахстано-Тянь-Шаньского массива.

прошла их полностью), но заведомо превышает 600 м. В осадочных пачках заключены остатки пелеципод, остракод, рыб, спорово-пыльцевые комплексы. Имеются разногласия относительно возрастной их привязки, однако в последние годы большинство палеонтологов склоняется к мнению о раннетриасовом возрасте туринской серии.

Кроме базальтов, в пределах Кушмурунского грабена обнаружены тела серых и розовых пористых, а также плотных кристаллических липаритов с вкрапленниками санидина, кварца, биотита. Эти липариты существенно отличаются от бесспорно пермских интрузий каинсайского щелочного комплекса в северной части Убагайского поднятия. Последний представлен красными и розовыми порфировидными трахитоидными сельвебергитами (Ксенофонов, 1971) с абсолютным возрастом от 267 до 252 млн. лет. Липариты же, вероятно, раннетриасовые.

В Аральском секторе западной периферической зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива средне-верхнекаменноугольные и нижнепермские образования пока не обнаружены. На среднем палеозое здесь, вероятно, с угловым несогласием залегают позднепермские(?) – раннетриасовые красноцветные туфогенно-терригенные породы, неизвестные в двух, по всей вероятности, изолированных прогибах: Аральско-Камыслыбасском и Тюратамском (Кирюхин, 1971). Первый из них представляет собой грабен-синклиналь, заполненную толщей терригенных пород, вскрытых на забоях скв. 1-Г (Аральск) и скв. 321 у оз. Камыслыбас. Это серо-коричневые аргиллиты и туфопесчаники с обломками вулканических стекол кислого состава и кварца. В скв. 321, кроме того, вскрыты стекловатые пузырчатые лавы пикритового состава. Мощность этих образований неизвестна.

Толщи, заполняющие Тюратамский прогиб, изучены М.Е. Роскобойниковым (1958) и П.В. Флоренским. В скв. Тюратам-1 основание вскрытой части разреза образует пачка темно-бурых кварцитовидных среднернистых песчаников с прослоями бурых аргиллитов. Кластический материал представлен обломками эффузивов среднего (преобладают) и кислого состава, кварцем, полевыми шпатами, известняками. Видимая мощность песчаной пачки составляет 96 м. Выше лежит пачка черных аргиллитов с прослоями алевролитов, содержащих неопределимые остатки фораминифер; мощность пачки около 180 м. Верхнюю пачку образуют красноцветные песчаники и аргиллиты, перекрытые розовыми алевролитами; мощность пачки 193 м. Спорово-пыльцевые комплексы этой толщи характерны для верхов перми и всего триаса, общая ее мощность более 460 м.

В скв. Тюратам-4 описанную толщу пород подстилают темно-серые андезитовые порфириты со стекловатой, частично раскристаллизованной основной массой и вкрапленниками актинолита, свежего моноклинного пироксена и основного олигоклаза. Присутствие перекристаллизованного стекла в основной массе сближает эти порфириты с породами туринской серии. В скв. 100 на забое вскрыты сильно измененные выветриванием кристаллов трокластические туфы кислого состава, по-видимому, также принадлежавшие пермо-триасовой толще.



Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4

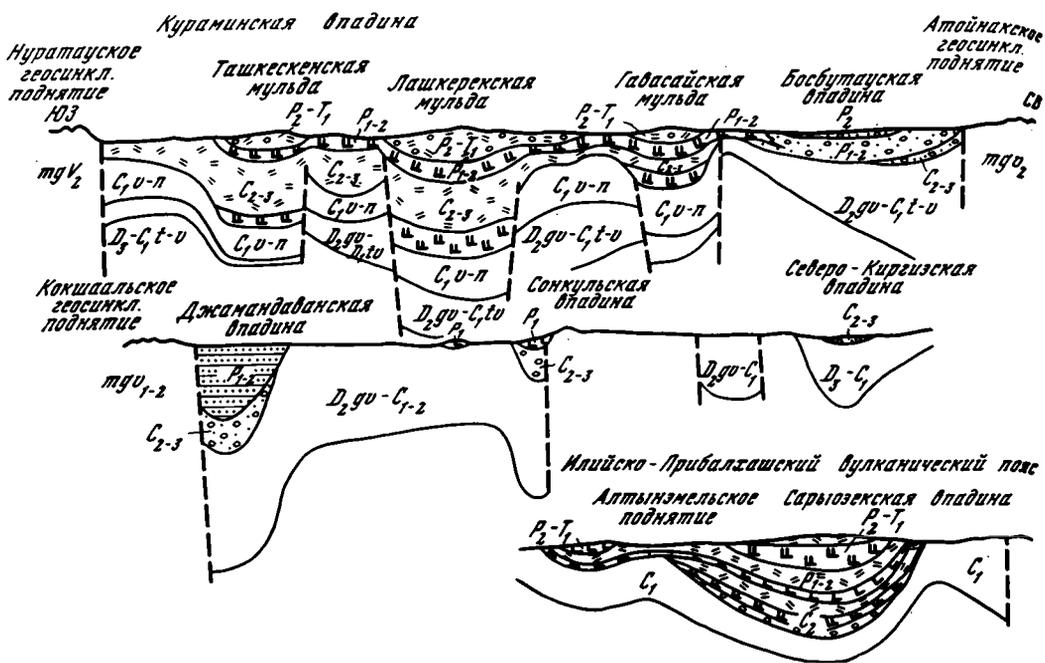


Рис. 11. Схематизированные формационные разрезы верхнепалеозойских образований центральной части Казахстана-Тянь-Шаньского массива.

Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4

Описанная толща весьма близка по общему облику и характеру обломочно-го материала и минералов тяжелой фракции верхнепермским – нижнетриасовым отложениям Устюрта, распространённым, по сейсмическим данным, под водами Аральского моря вплоть до Ливановско-Коктурнакского разлома, служащего границей варисцид Урала и Казахстана-Тянь-Шаньского массива. Единственным отличием служит присутствие в Восточном Приаралье вулканогенных пород.

В южной периферической зоне Казахстана-Тянь-Шаньского массива в позднепалеозойское время завершилось формирование Кураминского вулканического пояса (рис. 11). Вулканические толщи накапливались в обширной впадине, несогласно наложенной на подстилающие ее широтные грабен-синклинальные и горст-антиклинальные структуры второй половины раннекаменноугольной и начала среднекаменноугольной эпохи (Арапов, 1965). Эта впадина распадается на ряд относительно опущенных участков. Последние названы В.А.Араповым мульдами проседания. Они заполнены верхнепалеозойскими вулканическими толщами мощностью от 2500 до 5000 м и более. В каржантауских горах с севера на юг расположены Каржантауская, погребенная под платформенным чехлом Ташкентская, Кызылнуриная, Чилтенская и Камчикская мульды. В Кураминских горах находятся Гавасайская, Лашкерекская, Адрасманская и Ташкентская мульды. В Чаткале лежит Куталинская мульда и Кассанский грабен. Мульды проседания разделены горстами: Калканатинским, Северо-Алмалыкским, Долонинским, Гудасским и другими, где получили развитие до-верхнепалеозойские структуры и крупные массивы гранитоидов. Мощность эффузивов в пределах горстов снижается до 1000–3000 м.

Средне-верхнекаменноугольные вулканические толщи Кураминского района расчленяются на три свиты (снизу вверх): акчинскую, сарысуюнскую и оясайскую, объединяемые в акташский вулканический комплекс (Васильковский, 1952) и образующие полный вулканический ритм. В низах комплекса (акчинская свита, частично низы оясайской) преобладают андезитовые и андезитодащитовые вулканиты, в верхах (сарысуюнская и оясайская свиты) — липаритовые и, реже, дащитовые вулканиты. Свиты лежат друг на друге с незначительными угловыми несогласиями и размывом.

Датировка акташского комплекса обусловлена его несогласным налеганием на нижнекаменноугольные и башкирские отложения с морской фауной (горы Каржантау) и находками в акчинской свите остатков среднекаменноугольных, а в оясайской свите — позднекаменноугольных растений. Г.И. Макарычев и М.Д. Гесь (1971) сообщают, что абсолютный возраст порфиритов акчинской свиты составляет 303 млн.лет, а абсолютный возраст гранитов, секущих акташский комплекс, колеблется от 310 до 280 млн.лет. Таким образом, породы акташского комплекса накапливались, начиная с московского века вплоть до конца позднекаменноугольной, возможно — начала раннепермской эпохи.

В Каржантауской мульде разрез средне-верхнекаменноугольных образований открывается акчинской свитой, несогласно лежащей на различных горизонтах нижнекаменноугольных образований. Ее слагают темно-серые, реже бурые плагиоклазовые порфириты и их туфы, а также дащитовые и липаритовые порфиры с прослоями кислых туфов и туффигов; мощность свиты достигает 1500 м в центральных частях Каржантауской мульды. Выше с размывом и базальными конгломератами в основании залегает оясайская свита, образованная липаритовыми фельзитами, кварцевыми и сферолитовыми порфирами, игнимбритами, липаритовыми туфами и лавобрекчиями. Для свиты характерна оранжевая, розовая, сиреневая, кирпичная и красно-коричневая окраска пород; мощность ее колеблется от 1000 м на северном крыле до 1400 м в центральной части Каржантауской мульды. В краевых частях мульды оясайская свита переходит с акчинской и сарысуюнской свит на нижнекаменноугольные отложения и среднекаменноугольные гранитоиды.

Сарысуюнская свита присутствует только в центральных частях мульды и представлена пачкой серых и сиреневых липаритовых кварцевых порфиров и их туфов мощностью около 450 м.

Наиболее мощный разрез акташского вулканического комплекса описан в Чилтенской мульде. Здесь акчинская свита лежит с резким несогласием на нижнекаменноугольных и более древних отложениях и имеет в основании пачку базальных конгломератов и туфопесчаников. Выше залегают сиреневые, фиолетовые, зеленые и серые роговообманковые, биотитовые, плагиоклазовые андезитовые порфириты, редко — пироксеновые базальтовые порфириты. Мощность акчинской свиты по Дукентсаю достигает 2500 м (Абдуллаев и др., 1958). Сарысуюнская свита сложена фиолетовыми липаритовыми порфирами и их туфами с прослоями конгломератов; мощность ее не более 350 м. Оясайская свита представлена однообразными фельзитовыми порфирами и фельзитами, обычно флюидальными, часто сферолитовыми, их туфами, игнимбритами, агломератовыми лавами. В низах свиты встречаются прослои бурых андезитовых и андезитодащитовых порфиритов; редкие слои туфопесчаников, песчаников, конгломератов и брекчий. Максимальная мощность оясайской свиты по Дукентсаю достигает 2200–2500 м.

Кызылнуринская мульда характеризуется относительно маломощным (около 2000 м) разрезом акташского комплекса. Акчинская свита здесь имеет мощность до 700 м, сарысуюнская выпадает из разреза, оясайская свита, в составе которой много агломератовых лав и игнимбритов, не превышает 1500 м.

В Лашкерекской мульде в составе акчинской, как указывают И.П. Кушнарев и А.Б. Каждан (1958), резко преобладают андезитовые порфириты и их туфы,

содержащие в низах отдельные покровы базальтовых порфиритов. Мощность акчинской свиты в Лашкерекской мульде не свыше 1500–1600 м. Сарысюинская свита на большей части мульды выпадает из разреза и встречена лишь по р.Лашкерек. Мощность оясайской свиты колеблется от 1500 м (р.Лашкерек) до 2500 м (на севере).

Гавайсайская мульда обнажена на дневной поверхности только своим северным крылом. Здесь акчинская свита сложена зелено-серыми и темно-серыми андезитовыми порфиритами и их туфами с прослоями туфов дацитового состава в верхах разреза; мощность свиты составляет 800 м. Сарысюинская свита в Гавайсайской мульде отсутствует. Оясайская свита образована оранжевыми и кирпично-красными липаритовыми, часто сферолитовыми порфирами и их лавобрекчиями с прослоями туфов; мощность ее не превышает 550 м.

На юго-западе Кураминских гор, в Адрасманской и Ташкескенской мульдах в составе акчинской свиты значительную роль играют кислые вулканические накопления – липаритовые кварцевые, фельзитовые порфиры, фельзиты, их туфы, туфолавы и лавобрекчия; дацитовые порфиры, андезитовые порфириты и их туфы играют подчиненную роль. Мощность свиты около 1000 м. Сарысюинская свита представлена красно-бурыми конгломератами, песчаниками, бомбовыми туфами с мощными покровами липаритовых кварцевых порфиров. Мощность ее составляет около 250–300 м. Оясайская свита сложена желто-серыми, серыми, белыми, розовыми, оранжевыми, реже красно-бурыми липаритовыми кварцевыми порфирами, их туфами, туфобрекчиями, лавобрекчиями. Мощность оясайской свиты в юго-западной части Кураминских гор на горе Моголтау составляет обычно около 1500 м, достигая местами 2500 м.

Акташский вулканический комплекс Кураминских гор и Каржантау прорван мощными интрузиями гранитов. Г.И. Макарычев и М.Д. Гесь (1971) относят к позднекаменноугольной эпохе внедрение кызылсайского интрузивного комплекса. Первую фазу внедрения представляют крупнозернистые биотитовые гранодиориты и адамеллиты, реже граносиениты и плагиограниты. Вторую фазу образуют мелкозернистые и резко порфировидные адамеллиты. Породы кызылсайского комплекса принадлежат, как правило, к нормальному ряду. Абсолютный их возраст по биотиту колеблется от 310 до 280 млн.лет.

Г.И. Макарычев выделяет также кызылторский, или алмасайский, позднекаменноугольный интрузивный комплекс, прорывающий образования кызылсайского комплекса. Породы кызылторского комплекса завершают формирование крупных полигенных гранитных батолитов Кураминских гор и образуют небольшие самостоятельные массивы в Чаткальском хребте. Они представлены светлыми среднезернистыми биотитовыми гранитами и аляскитами и характеризуются известково-щелочным составом – от среднего гранита до риолита; их абсолютный возраст около 285 млн.лет. Самостоятельность этого комплекса дискуссионна; возможно, он представляет собой дополнительные интрузии кызылсайского комплекса. Породы обоих комплексов интрузий присутствуют в гальках конгломератов нижнепермской шурабсайской свиты.

Позднекаменноугольные интрузии гранитов внедрялись преимущественно в горсты, разделяющие средне-позднекаменноугольные мульды проседания. Так, Кураминский массив располагается в пределах Долонинского горста между Адрасманской и Лашкерекской мульдами; Кумбельский массив тяготеет к Гудасскому горсту, ограничивающему с запада Лашкерекскую мульду; Гава-Чадакский массив лежит между Гавасайской и Куталинской мульдами. Возможно, что гранитная магма использовала для своего размещения несогласие между средним и верхним палеозоем. В западной части Чаткальского, Сандалашского и Пскемского хребтов позднекаменноугольные граниты также вторгаются в антиклинальные структуры, располагаясь здесь вдоль несогласия между нижним и средним палеозоем.

Кроме обнаруженных на дневной поверхности гранитных массивов, по геомагнитным данным И.М. Мелькановицкого, Б.Б. Таль-Вирского и других (обобщенным на тектонической карте Узбекской ССР) выделяется ряд аналогичных

гранитных массивов, перекрытых платформенным чехлом. Такие массивы установлены в трех районах: между Северным Нуратау и горами Моголтау, к западу от Каржантау в пределах Приташкентской впадины и под северным бортом Ферганской впадины. В последней наиболее крупные батолиты тянутся вдоль русла р. Сырдарьи от г. Ленинабада до гор Сулетау, а также располагаются к югу от Гавасая. Их распространение дает возможность выяснить очертания Кураминского вулканического пояса, погруженного ныне под платформенный чехол Ферганской впадины.

К востоку от района Гавасая средне-верхнекаменноугольные вулканические толщи не формировались. Здесь располагалась область размыва, сложенная толщами нижнего карбона и интрузиями гранитоидов. Лишь в центральных частях Босбутауской синклинали сохранились от последующего размыва морские отложения верхов московского яруса, с размывом, но без крупного несогласия налегающие на известняки нижнего карбона. Разрез их открывается базальными известняковыми конгломератами и брекчиями, а выше следуют серые песчаники, алевролиты, глинистые сланцы с прослоями известняков, реже конгломератов, заключающие фораминиферы верхов московского яруса; общая их мощность составляет около 500 м.

К нижней перми в Кураминских горах и Каржантау относится шурабсайская свита, лежащая с угловым несогласием на оясайской свите и позднекаменноугольных гранитоидах; с них она переходит на более древние образования карбона, девона и докембрия. Шурабсайская свита сложена преимущественно вулканитами андезитового состава, нормального, реже плюмазитового ряда; существенную роль в ее строении играют терригенные красноцветные породы, а в верхах — вулканические образования кислого состава. Определения абсолютного возраста пород шурабсайской свиты дают цифры около 280 млн. лет.

В центральной части Каржантауской мульды, по данным И.П. Кушнарева и А.Б. Каждана (1958), в основании свиты прослеживаются базальные конгломераты и туфоконгломераты, перекрытые пачкой красноцветных песчаников и туфопесчаников, реже конгломератов; присутствуют покровы порфиритов и их туфов, пласты розовых известняков и известковистых сланцев; в ряде мест собраны остатки раннепермской флоры. Мощность осадочной пачки около 250 м. Выше следуют красно- и фиолетово-бурые андезитовые порфириты и их туфы, содержащие отдельные прослои туфоконгломератов и лавобрекчий кварцевых порфиров и чередующиеся с пачками красно-бурых мелкогалечных конгломератов и туфоконгломератов. Мощность шурабсайской свиты в Каржантауской мульде достигает 2000 м. Терригенные и вулканические породы в ее составе распределяются примерно в пропорции 4:6.

Сходные разрезы шурабсайской свиты свойственны Чилтенской мульде (мощность до 1000 м), Кызылнуринской мульде (мощность 800 м), Ташкескенской (мощность 600 м) и Гавасайской (мощность 800 м) мульдам. В Лашкерекской мульде базальная пачка шурабсайской свиты сложена конгломератами и красными, частично аркозовыми, частично вулканомиктовыми песчаниками с прослоями туфов. В южной части мульды в этой пачке встречены прослой известняков, содержащих фораминиферы карачатырского яруса нижней перми. Выше следует толща чередующихся бурых и серых андезитовых порфиритов, их лавобрекчий и туфов, туфопесчаников, песчаников, конгломератов с прослоями лапаритовых туфов, редко игнимбритов. Содержание осадочных пород здесь, по данным Х.М. Абдуллаева и др. (1958), достигает 50%. Мощность свиты около 1000 м.

Все перечисленные выше мульды проседания наследуют соответствующие структуры позднекаменноугольной эпохи. Однако в ранней перми закладываются вновь два структурных элемента: Кугалинская мульда и Кассансайский грабен. В Кугалинской мульде в основании шурабсайской свиты на нижнекаменноугольных отложениях и гранитоидах лежит пачка базальных конгломератов мощностью до 150 м. Выше следует толща чередующихся бурых и фиолетовых андезитовых порфиритов, базальтовых порфиритов, туфов, туфолав с прослоями

красноцветных песчаников и туфопесчаников; в верхах разреза обособляется пачка псевдофлюидальных игнимбритов липаритового состава. В прослоях песчаников содержатся остатки флоры раннепермского возраста. Мощность свиты составляет 1500 м.

В Кассансайском грабене нижнепермские образования, сопоставляемые Л.И. Турбиным (1960) с шурабсайской свитой, расчленяются на три пачки. Нижняя конгломератовая пачка образована красноцветными полимиктовыми конгломератами с прослоями песчаников, реже туфов и с редкими линзами известняков. Мощность конгломератовой пачки на востоке составляет 500 м; к западу она постепенно выклинивается вплоть до полного исчезновения. Вторая, осадочная пачка представлена чередующимися пестроцветными песчаниками, мергелями, гравелитами, конгломератами и содержит линзы известняков с остатками фузулиид и брахиопод "швагеринового горизонта" карачатырского яруса (Миклухо-Маклай, 1963). Мощность осадочной пачки от 400 м на востоке до 100-150 м и полного выклинивания на западе. Верхняя вулканогенная пачка шурабсайской свиты начинается на востоке горизонтом красно-кирпичных, красно-серых, фиолетовых и зеленых конгломератов и брекчий, а выше следуют серые, фиолетовые, коричневые и зелено-серые андезитовые порфиры, их лавобрекчии, агломератовые лавы и туфы, псаммитовые и пепловые туфы. Мощность вулканогенной пачки от 400 м на востоке до 1300 м на западе.

Далее к востоку вулканогенные разрезы нижней перми сменяются терригенными толщами, заполняющими Босбутаускую впадину. Нижняя пермь представлена здесь базальными бурыми конгломератами, вверх по разрезу сменяющимися пестроцветными песчаниками с прослоями алевролитов и линзами швагериновых известняков. Мощность нижней перми в центральных частях Босбутауской впадины достигает 1700 м. По данным А.Д. Миклухо-Маклая (1963), здесь присутствуют отложения всех подъярусов карачатырского и дарвазского ярусов.

К верхней перми в Кураминском вулканическом поясе относится равашская свита, а к нижнему триасу - кызылнуринская свита. Кроме того, верхнепермский возраст имеет даубабинская свита, район распространения которой не входит в Кураминский пояс, а расположен к северу от него, между среднепалеозойскими Каратауской и Чаткальской впадинами, тяготея, таким образом, уже к центральной зоне массива.

Даубабинская свита, изученная К.А. Рахмановым (1968), лежит с угловым несогласием на нижнекаменноугольных и среднекаменноугольных отложениях и представлена щелочными эффузивами. По особенностям разреза можно выделить два участка распространения даубабинской свиты. В северном из них - Даубабинской синклинали - эта свита представлена в низах покровами лейцитовых базальтов, тефритов, лейшигов, щелочных плагиоклазовых и ортоклазовых базальтов, переходящих кверху в трахиандезитовые и латитовые порфиры. Лавовые покровы разделены мощными (60-100 м) пачками туфов и вулканических песчаников. Мощность свиты достигает 1500 м.

Южнее, в Бадамской и Уинской меридиональных грабен-синклиналих, базальтоиды в разрезе даубабинской свиты отсутствуют. Здесь в низах разреза лежат мощные (до 200 м) серые конгломераты из гальки известняков нижнего и среднего карбона и известковистые песчаники. Выше следуют красно-бурые трахилпаритовые и трахидаштитовые игнимбриты и туфы, эпилейшитовые и шохонитовые порфиры, фонолиты, латитовые и трахитовые порфиры. Мощность свиты здесь 1400 м.

Даубабинская, Бадамская и Уинская синклинали представляют собой крупные стратовулканы, просевшие при опорожнении периферической магматической камеры. Вулканические толщи рассечены силлами, радиальными дайками, штоками латитов, шонкинитов, трахитов, сениит-порфиров. В верховьях рек Ирису и Каинды (Карпова, 1967) расположены гипабиссальные щелочные интрузии кольцевого строения площадью до 25 км². Ранние фазы их внедрения пред-

ставлены щелочными пироксенитами, псевдолейцитовыми шонкинитами и сиенитами до нефелин-содалитовых сиенитов. Затем внедрились монзониты, шонкиниты и нормальные сиениты.

Позднепермский возраст даубабинской свиты подтверждается определениями абсолютного возраста ее пород – от 287 до 256 млн. лет. По химизму породы принадлежат к лейцитовому и монзонитовому рядам, образуя единую лейцит-базальтоидную формацию.

В Кураминской области верхнепермские образования равашской свиты известны почти во всех мульдах проседания, а нижнетриасовые (кызылнуринская свита) – только в некоторых. В Каржантауской мульде равашская свита налегает с размывом и небольшим угловым несогласием на шурабсайскую свиту. В основании ее прослеживается мощная пачка серых известковистых конгломератов и зелено-серых известковистых песчаников, близких к базальной пачке даубабинской свиты в Бадамской грабен-синклинали. Выше следуют сиреневые флюидальные туфолавы, красно-бурые альбитофиры липаритового состава и дацитовые порфиры. Мощност равашской свиты достигает 600 м; кызылнуринская свита в разрезе отсутствует.

Южнее, в Чилтенской и Кызылнуринской мульдах, равашская свита, по данным Н.П. Васильковского, лежит с небольшим угловым несогласием на шурабсайской. В ее основании прослеживаются базальные конгломераты, песчаники и туффиты, перекрытые кирпично-красными и белыми туфобрекчиями и туфами андезитового, реже липарито-дацитового состава с прослоями туфопесчаников и туффитов. Среднюю часть разреза образуют темно-фиолетовые и темно-серые плагиоклазовые, амфиболовые и пироксеновые базальтовые порфиристы. В верхах расположены красные липаритовые игнимбристы и кислые туфы. Мощност свиты достигает 1000 м. Ее возраст определяется остатками флоры. Кызылнуринская свита лежит несогласно на равашской свите, переходя с нее на шурабсайскую и оясайскую свиты; образована она нагромождением покровов красных липаритовых игнимбристов мощностю до 400 м. Четко выделяются корневые фации этих покровов, представленные некомп горы Кызыл-Нура. Туфовые фации встречаются ограниченно.

В юго-западной части Кураминских гор, в Ташкескенской и Адрасманской мульдах верхнепермские-нижнетриасовые эффузивы развиты незначительно. По данным Х.М. Абдуллаева и др. (1958), мощност равашской свиты здесь не превышает 350 м, кызылнуринской свиты – 300 м. Наиболее развиты эти толщи в Лашкерекской мульде, где мощност равашской свиты около 1000 м, а кызылнуринской – до 500 м.

В Ташкескенской и Камчикской мульдах образования нижнего триаса представлены пластовыми интрузиями красных гранит-порфиров и кварцевых порфиров, застывших на небольшой глубине и образующих крупные тела мощностю до 1 км и площадью в сотни квадратных километров. Эти интрузии скрывают под собой нижележащие части верхнепалеозойского разреза. Кровля их в Камчикской мульде полностью смыта. В Ташкескенской мульде кровля интрузий представлена породами кызылнуринской свиты, сохранившимися от размыва на небольших участках.

Верхнепермские образования, параллелизуемые с равашской свитой, присутствуют и в Кассансайском грабене. К ним, по данным Л.И. Турбина (1960), принадлежат красные и зелено-серые конгломераты, гравелиты, песчаники и алевролиты с прослоями розовых известняков и мергелей, а также красно-коричневых, розовых и зелено-коричневых дацитовых кварцевых порфиритов, их туфов и агломератовых лав; мощност толщи составляет 300–350 м.

В ядре Босбутауской синклинали условно выделяются терригенные верхнепермские отложения, представленные известняковыми конгломератами с прослоями известковистых песчаников и известняков; мощност их не превышает 200 м.

В петрохимическом отношении породы равашской свиты, как отмечают Г.М. Макарычев и М.Д. Гесь (1971), относятся к нормальному ряду. Для

кызылнуринской свиты характерен кислый и ультракислый состав нормального или субщелочного ряда.

Процессы вулканизма в Кураминском поясе завершились вспышкой интрузивного магматизма. Более древний возраст имеет комплекс "послекызылнуринских" даек и штоков, образующих протяженные зоны в Юго-Западном Чаткале и Кураминском хребте (акшамский комплекс; Макарычев, Гесь, 1971).

Самыми молодыми магматическими образованиями Курамино-Чаткальского региона, как указывает Г.И. Макарычев, являются серые лейкократовые и биотитовые граниты до аляскитов и щелочных гранитов арашанского комплекса. Выделяется еще серия "послеарашанских" даек. Породы арашанского комплекса секут интрузии акшамского комплекса. Абсолютный возраст "серых арашанских" гранитов 270 млн. лет, что свидетельствует о длительном его формировании, начавшемся еще в середине перми.

По петрохимическим особенностям акшамский комплекс относится к нормальному ряду; породы арашанского комплекса в значительной мере принадлежат субщелочной гранитной магме, частично - к нормальному ряду.

В Нарынском секторе южной периферической зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива в верхнем палеозое получили распространение преимущественно сероцветные терригенные отложения, заполнявшие два, по-видимому, изолированных прогиба. В северном, Сонкульском прогибе в низах располагается донгузская свита, состоящая, по данным Е.В. Христова (1971), из серых известняковых конгломератов, с размывом лежащих на нижнебаширских пестроцветных осадках и переходящих к северу в пестроцветные песчаники с прослоями алевролитов. Выше развиты бордовые песчаники с прослоями зеленых алевролитов. Мощность донгузской свиты достигает 1000 м (к северу она сокращается до 500 м); возраст условно определяется как средний карбон (судя по размыву в ее подошве - московский ярус). К верхнему карбону Е.В. Христов относит кавакскую свиту, несогласно перекрывающую различные горизонты нижнего карбона. Низы кавакской свиты слагаются известняковыми конгломератами, верхи представлены серыми песчаниками и алевролитами с пластами известняков, содержащими остатки позднекаменноугольных растений. Мощность кавакской свиты в Сонкульском прогибе около 450-500 м. Она перекрывает вулканогенными нижнепермскими образованиями.

Южный, Джамандаванский прогиб заполнен гораздо более мощной (почти до 5000 м) обломочной толщей. В ее основании с размывом и небольшим угловым несогласием на нижнекаменноугольных отложениях лежит толща серых известняковых конгломератов, переходящих вверх в серые грубозернистые песчаники; мощность этой немой толщи, условно отнесенной В.И. Кнауфом к московскому ярусу, превышает 1000 м. Выше с несогласием, трансгрессивно переходя на нижнекаменноугольные осадки, лежит мынбулакская свита, образованная чередующимися пестроцветными песчаниками, алевролитами и сланцами с пластами известняков; мощность ее составляет 800 м. Далее следует коджагульская свита серых известковистых песчаников, известняков, алевролитов и глинистых сланцев, содержащая фораминиферы верхнего карбона; мощность коджагульской свиты около 1000 м. С размывом на верхнекаменноугольных терригенных отложениях лежит пачка пестроцветных конгломератов и туфконгломератов с прослоями песчаников мощностью до 300 м, открывающая разрез нижней перми. Выше следует толща сероцветных ритмически чередующихся мелкозернистых песчаников, алевролитов, глинистых сланцев с прослоями известняков в верхах; мощность этой флишеподобной арпинской свиты, содержащей остатки фораминифер карачатурского яруса, достигает 2500 м.

Достоверные верхнепермские - нижнетриасовые отложения в Нарынском секторе неизвестны. В районе Джамандаванского прогиба в горах Байбичетау В.И. Кнауф указывает на останцы покрова атакситовых фельзитов липаритового состава и их лавобрекчий мощностью не выше 50 м, условно отнесенных к верхней перми. Возможно, позднепермский возраст частично имеет комплекс гранитов Северного и Среднего Тянь-Шаня и Кокшаала (см. ниже).

В западной половине центральной зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива (Южно-Тургайская впадина и Сырдарьинская синеклиза) верхнепалеозойские отложения развиты очень ограниченно. Они заполняют здесь небольшие впадины, причем только единицы из них подтверждены бурением, а большинство намечается лишь по данным сейсмических исследований (участки распространения толщ с невысокой плотностью и низкими скоростями распространения сейсмических волн).

На границе Убаганского поднятия и Южно-Тургайской впадины к среднему-верхнему карбону отнесены обнаруженные картировочным бурением у оз. Аксуат чередующиеся красные конгломераты (галька пород карбона прилегающих территорий), песчаники, алевролиты и аргиллиты. Спорово-пыльцевые комплексы определяют возраст этой толщи мощностью около 700 м. Аналогично представлены отложения, параллелизуемые с владимировской свитой (см. ниже), залегающие в небольшой мульде на западном склоне Кочетавского массива. Их мощность, по данным А.Е. Михайлова (1969), достигает 800 м.

В южных частях Южно-Тургайской впадины Б.А. Кулубеков (1965) предполагает присутствие толщи терригенных, слабо уплотненных отложений (с пониженной до 4,5-3,0 км/сек граничной скоростью), залегающей под подошвой мезозоя.

На этих же основаниях (опираясь к тому же на слабые отрицательные гравитационные аномалии) Н.Я. Кунин (1968) предполагает наличие слабо уплотненных терригенных осадков в ряде мест Сырдарьинской синеклизы. Небольшие мульды, по его данным, образуют зону, вытянутую в меридиональном направлении на простирании структур Улутау. Мощность их по сейсмическим данным составляет 700-1000 м. Эти отложения вскрыты буровой скв. 9-Г на структуре Айдар, где они представлены серыми алевролитами и песчаниками, несогласно налегающими на нижний карбон; возраст их определен условно. Не исключено, что верхние горизонты описанных отложений относятся к пермской системе. Восточнее верхнепалеозойские континентальные отложения распространены достаточно широко в районе оз. Тениз и в Чу-Сарысульской синеклизе. Здесь повсеместно проявился региональный разрыв в середине среднекаменноугольной эпохи, но углового несогласия в основании средне-верхнекаменноугольных отложений не сформировалось. Произошла только резкая смена режима осадконакопления: вместо преимущественно морских и лагунных карбонатных отложений стали накапливаться красноцветные терригенные, в основном континентальные осадки.

В Тенизской впадине (см. рис. 10) и прилегающих к ней районах средне-верхнекаменноугольные отложения выделяются под названием владимировской свиты. Материалы по ее строению были обобщены А.Е. Михайловым (1969), Н.В. Литвинович и Т.Н. Голубовской (1971). Владимировская свита с размывом и географическим несогласием ложится на кирейскую свиту намюра-башкирского яруса, переходя с нее на более древние отложения. В ней содержатся остатки флоры, свойственной среднему-позднему карбону, а также спорово-пыльцевые комплексы: в низах - позднекаменноугольный, в верхах - раннепермский (?).

В Тенизской впадине выделяются два типа разрезов владимировской свиты. На севере владимировская свита заполняет удлинённый вдоль границы с Кочетавским поднятием Кийминский прогиб; она сложена преимущественно тонко-обломочными породами: серыми и красными песчаниками и алевролитами с прослоями аргиллитов и пестрых глинистых известняков; мощность ее, по данным А.Е. Михайлова, колеблется от 500 до 1200 м.

В центральной части Тенизской впадины владимировская свита, по данным В.И. Дитмара (1966), вскрыта скв. Г-1 (Коклекты) и Р-1 Тенизская, где ее мощность соответственно равна 100 и 210 м. Она сложена красными алевролитами и аргиллитами с базальным пластом пуддингового песчаника.

На юге Тенизской впадины, вдоль границы с Сарысу-Тенизским поднятием, располагается Кыпшаковский прогиб, заполненный мощными (до 1400 м), относительно грубообломочными накоплениями. Здесь владимировская свита образована в низах красноцветными и сероцветными конгломератами и грубозернистыми косослоистыми песчаниками; в верхах свиты преобладают красные среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов, аргиллитов и глинистых известняков. Н.В. Литвинович (1971) отмечает, что галька конгломератов в низах свиты представлена преимущественно известняками нижнего карбона, выше по разрезу значительную часть гальки составляют эффузивы девона и гранитоиды. А.Е. Михайлов установил, что в позднекаменноугольную эпоху ось Кыпшаковского прогиба сместилась к северу. Действительно, если для кирейского времени Истембетские скв. Р-1 и Р-2 лежали на оси прогиба, то во владимировское время они попадают уже на его южный борт.

Нижнепермские отложения в Тенизской впадине детально изучила Н.В. Литвинович (1962, 1971). Она выделила здесь согласно лежащую на владимировской свите кайрактинскую свиту, содержащую остатки флоры и спорово-пыльцевые комплексы нижней перми. Выше согласно лежит кийминская свита с флорой и остатками рыб, филлопод, гастропод и остракод, указывающими на переходный ранне-позднепермский возраст.

Кайрактинская свита имеет в основании маркирующий горизонт темно-серых известняков и известковистых песчаников. Основная часть свиты сложена чередующимися мелкозернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами и известняками. Мощность кайрактинской свиты в центральной части впадины не превышает 400-500 м (Тенизская скв. Р-1), в Кийминском прогибе, вдоль границы Тенизской впадины и Кокчетавского поднятия, повышается до 700-1200 м, а в Кыпшаковском прогибе - до 1600 м. Н.В. Литвинович устанавливает в Кайрактинском бассейне по периферии мелководные озерные отложения, в центральных частях Кийминской мульды - глубоководные озерные осадки.

Кийминская свита сложена в низах вишнево-бурыми, обычно косослоистыми мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с фиолетовыми алевролитами и аргиллитами; местами встречаются линзы гравелитов и крупнозернистых песчаников. Верхняя часть кийминской свиты - фиолетовые, серые и зеленые алевролиты и аргиллиты, содержащие прослой тонкозернистых песчаников и серых известняков. Мощность кийминской свиты, по сведениям Н.В. Литвинович, составляет 300-400 м, поднимаясь в центре Кийминской и Ладьженской мульды до 800 м. Кыпшаковский прогиб, по данным А.Е. Михайлова, в кийминское время полностью отмирает. В краевых частях Тенизской впадины кийминская свита представлена мелководными озерными фациями, среди которых выделяются отдельные дельты. В Ладьженской мульде господствуют глубоководные озерные фации.

К верхней перми в Тенизской впадине относится шоптыкульская свита, согласно лежащая на кийминской. Она представлена красно-бурыми мелкозернистыми песчаниками, чередующимися с серыми пелитоморфными известняками, заключающими кристаллы кальцита и гипса ("порфирировидные" известняки); встречаются прослой лилово-красных алевролитов. Возраст шоптыкульской свиты определяется остатками рыб, остракод и спорово-пыльцевыми комплексами. Н.В. Литвинович и Т.Н. Голубовская (1971) указывают, что шоптыкульская свита представляет собой отложения остаточных выпаривающихся и постепенно засоляющихся озер. Отложения заполняют отдельные седиментационные мульды, на которые распался в поздней перми раннепермский бассейн: Кийминскую, Ладьженскую и, возможно, Алакольскую. Мощность ее достигает 600 м.

На Сарысу-Тенизском водоразделе верхнепалеозойские отложения не накапливались, он служил источником сноса обломочного материала. Лишь в ядре наиболее глубокой Шубаркульской синклинали залегает толща красных, оранжевых и желтых конгломератов, состоящих из гальки пород карбона, девона

и гранитоидов; органических остатков толща не содержит, она отнесена к аналогам владимировской и джеказганской свит. Мощность ее около 800 м. Красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты мощностью до 150 м, перекрывающие толщу конгломератов, условно отнесены А.Е. Михайловым к нижней перми. Очевидно, эти толщи накапливались в изолированной межгорной депрессии.

В Чу-Сарысуйской синеклизе (рис. 12) верхнепалеозойские отложения развиты очень широко и представлены континентальными красноцветными и пестроцветными терригенными отложениями. Схемы стратиграфического их расчленения несколько различны в северной (джеказганской) и в южной ее половинах. Средне-верхнекаменноугольные отложения на севере обособляются в джеказганскую свиту, на юге - в кызылканатскую. Нижнепермские осадки на севере выделяются как жиделисайская свита; кингирская свита обнимает верхи нижнего отдела и верхний отдел пермской системы.

В центральных частях Чу-Сарысуйской синеклизы геологи-нефтяники (В.И. Дитмар, Р.А. Шахов, Г.П. Филиппев) используют для перми стратиграфическую схему, не сопоставимую с джеказганской. В низах перми они выделяют "подсоленосную толщу", содержащую спорово-пыльцевые комплексы нижней перми. На ней лежит "соленосная толща", в одних случаях содержащая нижнепермские, а в других - верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы. Эта толща, очевидно, соответствует верхам жиделисайской и низам кингирской свит. "Надсоленосная толща", по данным Г.П. Филиппева, лежит с размывом на осадках "соленосной толщи" и имеет позднепермский возраст, соответствуя верхним частям кингирской свиты. В Муюнкумской впадине четкое отделение "соленосной" и "подсоленосной" толщ вообще невозможно.

Третью стратиграфическую схему перми разработал С.Б. Бакиров (1964, 1965 и др.) для Малого Каратау и прилегающих частей территории. В нижней перми он выделяет две свиты: пестроцветную каракырскую и сероцветную соркольскую, соответствующие "подсоленосной толще" стратиграфической схемы нефтяников. "Соленосной толще" отвечает нижняя подсвита верхнепермской тузкольской свиты, а "подсоленосной толще" - ее верхняя подсвита. Таким образом, в Чу-Сарысуйской синеклизе ни нижняя, ни верхняя поверхность солей, вероятно, не представляет собой стратиграфических границ.

В Джеказганской впадине джеказганская свита изучена А.С. Кумпаном (1966), Н.В. Литвинович (1962), Т.Н. Голубовской и др. (1971). В ее основании залегает с размывом на породах таскудукской свиты так называемый "раймундовский конгломерат" (от 10-15 до 100-120 м) - горизонт серых и красных мелкогалечных конгломератов из гальки более древних пород. Выше располагаются красноцветные песчаники, алевролиты и аргиллиты. Общая мощность джеказганской свиты колеблется от 350-400 до 550 м. Спорово-пыльцевые комплексы позволяют отнести ее к среднему-верхнему карбону. Н.В. Литвинович и Т.Н. Голубовская (1971) установили, что в окрестностях г. Джеказгана располагалась крупная речная дельта, в которой отлагались сероцветные осадки джеказганской свиты, заключающие одноименное месторождение меди; к югу дельтовые осадки сменялись отложениями мелководных озер.

В южных частях Джеказганской впадины базальные конгломераты джеказганской свиты из разреза выпадают, и она представлена красноцветными, часто косослоистыми песчаниками с прослоями алевролитов; мощность ее в центральной части депрессии достигает 450-570 м, в бортовых ее частях - около 250 м. Мощность джеказганской свиты заметно сокращается на антиклинальных складках (данные бурения) и увеличивается в разделяющих складки синклиналях (по сейсмическим данным).

В центральной части Чу-Сарысуйской синеклизы на Тастинском поднятии она полностью выклинивается - либо конседиментационно, либо вследствие последующего размыва. В Кокпансорской впадине мощность джеказганской свиты, по сейсмическим данным Ю.А. Семина, возрастает до 800-1000 м, в Тесбу-

лакской впадине - до 1400-1500 м. В последней отложения джезказганской свиты изучены на дневной поверхности Н.С. Зайцевым и Н.В. Покровской (1948). На аналогах таскудукской свиты с размывом лежит пачка вишнево-бурых крупно-среднегалечных конгломератов с галькой яшм и кремней нижнего палеозоя, эффузивов и песчаников.

Выше располагается толща фиолетовых и бурых, реже зеленых средне-мелкозернистых песчаников с пластами бурых алевролитов; в средней части разреза выделяется пачка конгломератов, аналогичных базальным. Органических остатков песчаники Тесбулакской впадины не содержат, возраст их определяется по сопоставлению с джезказганской свитой; мощность составляет 1000 м.

В южной половине Чу-Сарысуйской синеклизы средне-верхнекаменноугольные отложения изучены С.Б. Бакировым (1964, 1965). Эти породы обнажаются в северо-восточных предгорьях Малого Каратау, где они выделены под названием кызылканатской свиты, которая с размывом, но согласно налегает на верхневизейские - намюрские отложения и согласно перекрыта нижней пермью. Кызылканатская свита разделена на две подсвиты. В нижней преобладают среднезернистые и мелкозернистые полимиктовые песчаники малинового, красно-коричневого и коричневого цвета с подчиненными тонкими прослоями бурых алевролитов и серых мергелей. Мощность нижней подсвиты кызылканатской свиты колеблется от 360 м на юго-востоке до 700 м на северо-западе Малого Каратау. Верхнюю подсвиту формируют преимущественно красно-коричневые алевролиты с прослоями мелкозернистых и тонкозернистых песчаников, мощностью от 200 м на юго-востоке до 350 м на северо-западе Малого Каратау.

Возраст кызылканатской свиты определяют остатки кораллов и фораминифер среднекаменноугольного облика, найденные (возможно, в переотложенном состоянии) в нижней подсвите. Кроме того, в скважине на Тастинском поднятии в верхах разреза обнаружены филоподы вестфальского яруса. Отпечатки растений и споры, встречающиеся в верхней половине карбона Донбасса, найдены в средне-верхнекаменноугольных породах Бугуджильского поднятия (скв.1 и 5). Фашиальные признаки отложений кызылканатской свиты и заключенные в ней органические остатки свидетельствуют об озерном континентальном генезисе ее пород на большей части территории. Лишь в предгорьях Малого Каратау нижние ее части начали отлагаться в морской среде, в последние моменты башкирского века, когда море еще не полностью оставило центральную область Казахстано-Тянь-Шаньского массива.

К востоку от Малого Каратау аналоги кызылканатской свиты вскрыты многочисленными буровыми скважинами в Сузакско-Байкадамской впадине, на Тастинском и Таласском поднятиях, где они представлены однообразной толщей красноцветных алевролитов и аргилитов с прослоями красно-бурых мелкозернистых песчаников. По мнению Г.П. Филиппева (1972), толща имеет озерное происхождение. Мощности ее колеблются от 200 до 300 м, поднимаясь до 500 м лишь в Сузакско-Байкадамской впадине и на седловине между Тастинским и Таласским поднятиями.

Близкими по облику и генезису осадками заполнена и Муюнкумская впадина. Мощность их здесь, по данным бурения, колеблется от 400 до 600 м. На северо-восточном борту Муюнкумской впадины средне-верхнекаменноугольные отложения изучены в Кызылтузской впадине М.И. Александровой и Б.И. Борсуком (1955). Здесь в основании разреза с размывом на пестроцветных намюра - башкирского яруса лежат мелкогалечные вишнево-красные конгломераты мощностью до 70 м. Выше следуют красно-бурые и розовые плитчатые косослоистые песчаники; их видимая мощность около 1000 м.

Нижнепермская жиделисайская свита в Джезказганской впадине сложена мелкозернистыми красноцветными песчаниками, аргиллитами и алевролитами, содержащими в низах горизонты доломитисто-известковых конкреций; мощность ее около 350-400 м. Спорово-пыльцевые комплексы нижней перми

определяют ее возраст. На ней согласно лежит кингирская свита, образованная в северном борту впадины серыми, розовыми и сиреневыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с многочисленными горизонтами песчаных и глинистых известняков (оолитовых, пелитоморфных, детритусовых) и серых и розовых мергелей. Мощность ее в обнажениях до 800 м.

В южных частях Джезказганской впадины разрез нижней перми известен по многочисленным скважинам. Жиделисайская свита здесь сложена в низах красноцветными аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников мощностью до 200–300 м. Выше следует мощная (до 1000 м) толща прозрачных и бурых каменных солей с прослоями ангидритов и красных аргиллитов, определяющих принадлежность солей к жиделисайской свите. Общая мощность свиты превышает 1000 м. Кингирская свита в низах представлена крупнокристаллической солью с прослоями ангидритов и серых мергелей; мощность этого горизонта в скв. Ю-5 достигает 300 м. Выше лежит мощная толща серых и розовых мергелей и глинистых известняков с прослоями ангидритов в низах, серых и желтых аргиллитов – в верхах свиты; мощность этой части разреза в скв. 1700 и Ю-16 превышает 1000 м. Общая мощность кингирской свиты по сейсмическим данным достигает 2500 м.

В Кокпансорской впадине в разрезе перми отсутствуют соли. По данным скв. 43-П Придорожная низы разреза здесь сложены красно-бурными алевролитами и аргиллитами с прослоями тонкозернистых песчаников и ангидритов. Красноцветная пачка представляет собой вероятный аналог жиделисайской свиты; мощность ее около 520 м. Выше лежит пачка пестроцветных алевролитов и аргиллитов с прослоями гипсов и ангидритов, сменяющихся вверх по разрезу серыми и розовыми аргиллитами с прослоями алевролитов; мощность пачки (аналог кингирской свиты?) до 470 м. В скв. 12 коричневые косослоистые и волнисто-слоистые загипсованные алевролиты видимой мощностью до 335 м содержат верхнепермские спорово-пыльцевые комплексы. Мощность верхней перми в Кокпансорской впадине, по сейсмическим данным Ю.А.Семина, колеблется от 200 до 450 м.

Соленосные нижнепермские отложения присутствуют и в Тесбулакской впадине. Бурение здесь еще не проведено, но по сейсмическим данным, обобщенным Ю.А.Семиным, мощность нижней перми достигает 1200–1400 м. В северном и восточном направлениях мощность быстро сокращается до 500 м и менее. Выше лежит толща мощностью до 500 м, по скоростям сейсмических волн близкая к верхнепермским отложениям Кокпансорской и Джезказганской впадин. Н.С.Зайцев и Н.В.Покровская (1948) описали в урочище Кемпиртыкыр выходы серых мергелей кингирского типа видимой мощностью в 30 м.

Литологическими исследованиями Н.В.Литвинович, В.А.Голубовского и Т.Н.Голубовской установлено, что в жиделисайской и кингирской свитах доминируют фации солеродных лагун (соли и засолоненные терригенные отложения) и пресноводных лагун (мергели и известняки кингирской свиты). Широко распространены также пресноводные озерные фации (красноцветные терригенные породы жиделисайской свиты). Вдоль западной границы бассейна выделяется полоса мелководных озерных и дельтовых осадков.

В южной половине Чу-Сарысуйской синеклизы в пермском периоде выделяются два крупных солеродных бассейна: Сузакско-Байкадамская и Муонкумская впадины, разделенные Таласско-Тастинской полосой поднятий. В Сузакско-Байкадамской впадине нижнепермские отложения изучены С.Б.Бакировым в Малом Каратау и предгорьях Киргизского хребта. В нижней перми выделяются две свиты: каракырская и соркольская, согласно лежащие на Кызылканатской свите и сложенные коричневыми и бурыми пятнистыми алевролитами, иногда несколько загипсованными, с прослоями зеленых и серых аргиллитов и темно-серых, часто кремнистых пелитоморфных известняков. В породах обеих свит встречены остатки растений и чешуи ганойдных рыб, зубы котилозавров. Озерное происхождение пород не вызывает сомнений. Мощность обеих свит в Малом Каратау около 300 м.

Толща соленосных пород, согласно перекрывающая терригенные отложения соркольской свиты, имеет, по-видимому, ранне-позднепермский возраст. С.Б.Бакиров выделяет соленосные породы как нижнюю подсвиту тузольской свиты и придает ей позднепермский возраст.

В предгорьях Малого Каратау она сложена красными и коричневыми алевролитами и аргиллитами с частыми прослоями гипсов и ангидритов. Нижняя подсвита тузольской свиты содержит спорово-пыльцевые комплексы, близкие к нижнепермским, но с присутствием пылцы более молодого, позднепермского облика. Мощность ее в районе озер Сорколь, Тузоль и Ашиколь достигает 400 м. Верхняя подсвита тузольской свиты лежит согласно на нижней перми и сложена в низах пестроцветными алевролитами и аргиллитами, в средней части - косослоистыми красноцветными загипсованными песчаниками и в верхней части - серыми алевролитами и аргиллитами. Мощность верхней свиты не превышает 250 м. Обильные спорово-пыльцевые комплексы верхней перми определяют ее возраст. Суммарная мощность перми в районе пос. Сузак составляет 1000 м.

На северо-восточном борту Сузакско-Байкадамской впадины соленосные нижнепермские отложения вскрыты скв. 33 Аюкар, 3-Г Учарал и 18-Г Кызылжар. Во всех этих скважинах в низах "подсоленосной толщи" (имеющей мощность от 100 до 200 м) выделяются аналоги каракырской свиты - коричневые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников, а в верхах - аналоги соркольской свиты (с прослоями мергелей и известняков). "Соленосная толща" в этих скважинах представлена серыми и зелено-серыми засоленными аргиллитами и алевролитами с горизонтами каменной соли, ангидритов, гипсов. Насыщенность пластами галита достигает 40-50% мощности разрезов. Мощность "соленосной толщи" колеблется от 400 до 570 м. "Надсоленосная толща" аналогична верхней подсвите соркольской свиты Малого Каратау. Сохраняется даже ее трехчленное строение. Мощность ее в упоминавшихся скважинах от 200 до 360 м, а по сейсмическим данным достигает местами 600 м.

На Таласско-Тастинском поднятии суммарная мощность "подсоленосной" и "соленосной" толщ снижается до 500 м и менее. Они изучены на площадях Тогускен (скв. 34), Кумырл (скв. 3-Г), Кожекудук (скв. 1-П) и Талас (скв. 262). "Подсоленосная толща" сложена здесь красно-бурными и коричневыми алевролитами и аргиллитами с прослоями мелкозернистых бурых песчаников, а на площадях Тогускен и Талас - с прослоями гипсов и ангидритов. Мощность ее колеблется от 100 до 180 м. "Соленосная толща" в этом районе характеризуется терригенно-сульфатным составом. Ее слагают красные и серые загипсованные и засоленные аргиллиты и алевролиты с пластами гипсов и ангидритов, иногда - тонкозернистых песчаников. Каменная соль лишь изредка образует здесь монолитные пласты мощностью до 20 м (Тогускен, Учарал). "Надсоленосная толща" залегает на "соленосной" с размывом, глубина которого местами (Тогускен) достигает многих десятков метров. Трехчленное строение "надсоленосной" толщи здесь в основном выдерживается. Мощность ее составляет в среднем около 200 м, уменьшаясь до первых десятков метров и даже до выклинивания на сводах локальных поднятий и повышаясь до 550 м в мульдах между ними. В юго-восточной части поднятия на площади Талас "надсоленосная толща" представлена красными загипсованными алевролитами; мощность ее 90 м. "Надсоленосная толща" Таласского поднятия содержит богатые спорово-пыльцевые комплексы поздней перми.

Муюнкумская впадина заполнена мощными (до 2000 м) пермскими соленосными толщами. "Подсоленосная толща" может быть выделена лишь условно, так как она здесь интенсивно засоленна и содержит многочисленные прослои гипсов и ангидритов. Один из наиболее полных ее разрезов вскрыт параметрической скв. 6-Г. В нижней части ствола от забоя вскрыты красно-бурные мелкозернистые песчаники и алевролиты с прослоями аргиллитов и гипсов; мощность их составляет более 320 м, причем нижнюю часть (180 м) С.Б. Бакиров относит к аналогам каракырской свиты. Выше в терригенных

отложениях постепенно появляются пласты засоленных пород, а затем отдельные пласты каменной соли, содержание которых увеличивается вверх по разрезу. Эта часть разреза выделена в "соленосную толщу", мощность ее достигает 1050 м. Подошва толщи разными исследователями проводится на разной глубине в интервале до 150 м. Такой же характер имеют нижнепермские отложения на всей территории Муонкумской впадины. В периферических ее частях мощность нижней перми сокращается до 70-250 м; соли отсутствуют, замещаясь гипсами, ангидритами и загипсованными алевролитами и аргиллитами.

"Надсоленосная толща" Муонкумской впадины резко сменяет "соленосную" и, возможно, налегает на нее с размывом. В скв.1-П Кожекудук, 1-П Джувалы, 6-Г "надсоленосная толща" сложена красноцветными песчаниками и алевролитами с многочисленными прослоями известковистых аргиллитов и алевролитов; местами породы несколько загипсованы. Мощность ее меняется от 360-390 м на бортах впадины до 520 м (скв. 6-Г) и более 600 м (скв.5-С) в центральной ее части. Сейсмические данные (Певзнер, 1970) подтверждают эти наблюдения.

Завершая описание перми Чу-Сарысульской синеклизы, следует заметить, что в составе тяжелой фракции терригенных пород отмечается массовое появление роговой обманки, магнетита, циркона, апатита, кордиерита и других минералов, отсутствующих в средне-верхнекаменноугольных отложениях (кызылканатской свите). Ю.А. Семин (1973) отмечает, что "подсоленосные" терригенные отложения по сравнению со средне-верхнекаменноугольными отличаются заметно повышенной магнитной восприимчивостью, связанной с обогащением их магнетитом. Ф.Е. Силицын объясняет это явление тем, что в раннепермскую эпоху в сферу эрозии были выведены Бессазский и Итмурундинский выступы докембрия, перекрытые до того плащом известняков нижнего карбона и тамдинской серии.

Восточная часть Казахстано-Тянь-Шаньского массива в отличие от северной характеризуется отсутствием верхнепалеозойского осадочного чехла. Здесь верхнепалеозойские толщи накапливались лишь местами и представлены нижнепермскими эффузивами основного и среднего состава, а также эффузивно-осадочными образованиями, заполняющими небольшие изолированные прогибы. Так, на южных склонах хр. Молдотау, по сведениям Е.В. Христова (1971), к нижней перми относится коксайская свита, которую формируют туфы андезитового состава с маломощными покровами андезитовых порфиритов. В подчиненном количестве встречаются туфы дацитового и липаритового состава. До 40-50% разреза коксайской свиты сложено туфопесчаниками, туфогенными гравелитами и алевролитами, содержащими остатки раннепермской флоры. Мощность коксайской свиты составляет 400-500 м. Аналогичные образования описаны в При-сонкулье и в горах Бараулбас.

Наиболее обширный район эффузивной деятельности ранней перми лежит в восточной части Шамсинской впадины, где в это время была сформирована осадочно-вулканогенная толща основного состава - ашукультурская свита. Она представлена темно-бурыми и черными амфиболовыми и пироксеновыми базальтовыми порфиритами, а также туфами и туфобрекчиями этих пород. Значительную часть (до 40-50%) разреза слагают темно- и красно-бурые туфопесчаники, вулканомиктовые песчаники и алевролиты. Мощность ашукультурской свиты составляет обычно около 800-1000 м, поднимаясь в отдельных случаях до 1700 м. Из органических остатков в ашукультурской свите присутствуют только споры и пыльца кордаитов и хвойных пермского облика. Мы склонны помещать ашукультурскую свиту с нижний отдел перми, так как среди пермских вулканитов основного и среднего состава наиболее широко распространены именно раннепермские толщи.

Второй участок распространения нижнепермских эффузивов в восточной части центральной области расположен в северном борту Тюпской впадины. Здесь, на южном склоне хр. Кетмень, несогласно на нижнекаменноугольные и

средне-верхнекаменноугольные толщи налегают покровы оливиновых базальтовых и диабазовых порфиритов, толеитовых базальтов, разделенные пластами туфопесчаников и песчаников. Терригенные породы слагают около 35% разреза толщи общей мощностью около 200 м.

В Северном Тянь-Шане повсеместны и пермские интрузии. К.Д. Помазков (1962) указывает, что они группируются в зоны восток-северо-восточного и северо-западного простираний, маркирующие собой "глубинные подвижные зоны" - разновидность глубинных разломов. Среди этих интрузий наиболее ранними являются крупные лакколиты сиенитов и монзонитов. Более молодыми (возможно, позднепермскими) являются красные лейкократовые граниты и аляскиты (Арамсу, Кызыл-Омпула).

В Заилийском Алатау и хр. Кетмень нижнепермские и более древние образования вмещают штоки и неправильные дайкообразные тела пермского интрузивного комплекса. Первая его фаза, по данным В.Г. Севастьянова, представлена габбро, диоритами, кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, вторая - граносиенитами, гранодиоритами, кварцевыми сиенитами, реже гранитами. Верхнепермские и нижнетриасовые образования в Северном Тянь-Шане неизвестны.

Северо-восточная периферическая зона

В этой зоне Казахстано-Тянь-Шаньского массива верхнепалеозойские образования представлены континентальными вулканическими толщами, образующими Илийско-Прибалкашский вулканический пояс. Здесь они повсеместно лежат с угловым несогласием и размывом на нижнекаменноугольных - башкирских(?) вулканитах и иногда - на среднекаменноугольных интрузиях гранитоидов. Наиболее изучены две крупные впадины размером до 220 × 100 км: западная, Сарыозекская и восточная, Джаркентская. Впадины разделяет Алтынэмельская горст-антиклиналь, где на поверхность выходят силурийские, девонские и нижнекаменноугольные образования и среднекаменноугольные гранитоиды. Лишь в изолированной в Чу-Илийских горах Куланкетпесской мульде обнаружены красноватые алевролиты и разнозернистые, плохо сортированные песчаники с известковистыми стяжениями, условно отнесенные к среднему - верхнему карбону.

В Сарыозекской впадине (см. рис. 11) средне-верхнекаменноугольные образования расчленяются, по данным К.А. Азбеля (1961; Азбель, Борукаева, 1966; Азбель и др., 1971), на батпакскую, дегересскую и кугалинскую свиты. Батпакская свита получила ограниченное распространение на северном борту Сарыозекской впадины. Она начинается пачкой базальных конгломератов мощностью до 180-200 м, с размывом налегающих на алтынэмельскую свиту верхов виле-намюра (и башкирского яруса?). Конгломераты образованы галькой подстилающих вулканитов и среднекаменноугольных гранитоидов. Выше следуют чередующиеся алевролиты, гравелиты, мелкогалечные конгломераты и песчаники с туфами кислого состава, коричневыми дацитовыми порфирами и игнимбритами липаритового состава в верхах. Мощность свиты достигает 500 м.

Дегересская (или долантауская) свита перекрывает батпакскую согласно, но в юго-западной части Сарыозекской впадины, где последняя отсутствует, дегересская свита с угловым несогласием ложится на гранитоиды. Вместе с кугалинской свитой она образует вулканический ритм. Она образована чередующимися покровами зелено-серых, темно-серых миндалекаменных порфиритов андезитового, реже андезито-базальтового состава и пластов кристаллитокластических грубо- до мелкообломочных туфов андезитового и трахиандезитового состава. Мощность пластов туфов составляет 10-40 м, лавовых покровов - 3-15 м. Мощность дегересской свиты колеблется от 300 м на юге до 400-500 м на севере. Полигенные и моногенные вулканические аппараты центрального типа установлены в горах Жалгызгагаш, Долантау и Дегерес. Возраст дегересской свиты определяется остатками флоры верхнекаменноугольного облика.

Куталинская свита развита шире обеих подстилающих свит. В основании куталинской свиты, лежащей с размывом на дегересской свите, прослеживается пачка базальных конгломератов и вулканомиктовых красноцветных песчаников, содержащих иногда прослой черных окремнелых известняков. Выше лежит вулканогенная пачка, сложенная серыми и розовыми игнимбритами липаритового и трахиллипаритового состава, серыми витрокластическими туфами, вулканомиктовыми песчаниками, редко черными ленточными известняками. Наряду с извержениями центрального типа возможны и трещинные, о чем свидетельствуют мощные (более 100 м) и протяженные на десятки километров покровы игнимбритов. В среднем течении р. Курты в отрогах Чу-Илийских гор образования куталинской свиты образуют обширную кальдеру диаметром до 30-40 км, в центральных частях которой расположена группа гранитных массивов. Эта кальдера является аналогом мульды проседания Кураминских гор. Общая мощность куталинской свиты растет с юга на север от 350 до 900 м.

В Джаркентской впадине разрезы средне-верхнекаменноугольных образований заметно отличны на северном и южном ее бортах, хотя и могут быть сопоставлены друг с другом. На северном борту разрез среднего-верхнего карбона открывает джаманбулакская свита, с угловым несогласием налегающая на нижнекаменноугольные-башкирские вулканиты. Нижнюю часть разреза джаманбулакской свиты образуют красные валуны и крупногалечные конгломераты. Выше лежат красные мелкозернистые песчаники и серые алевролиты с прослоями серых органогенных известняков, переполненных кораллами, мшанками и брахиоподами московского яруса. Верхи джаманбулакской свиты представлены грубозернистыми красноцветными песчаниками с прослоями конгломератов, глинистых сланцев, липаритовых туфов. Мощность свиты около 420 м.

На северо-западном борту Джаркентской впадины образования московского яруса выпадают. Основание средне-верхнекаменноугольного комплекса образуют аналоги дегересской свиты, сложенные покровами коричневых андезитовых порфиритов, чередующимися с пластами слоистых андезитовых туфов. На северных склонах гор Катутау Г.М. Фремд (1963) описал Конуроленский стратовулкан, образованный во внутренней своей части чередованием потоков андезитовых лав мощностью от 1 до 15 м, пачек грубообломочных туфов, туфобрекчий, бомбовых туфов (размеры бомб до 1 м в поперечнике). Мощность протокластических пачек составляет 20-40 м. На юго-западных склонах вулканического конуса располагается ряд экструзивных куполов андезитового и андезито-базальтового состава, обнаружены также радиальные дайки. Мощность дегересской свиты в горах Катутау превышает 600 м.

Куталинская свита в Джаркентской впадине представлена наиболее полно. В ее основании прослеживается осадочная пачка, образованная базальными красными конгломератами, лежащими на размытой поверхности эффузивных пород дегересской свиты. Над базальными конгломератами располагаются красноцветные разнотельные вулканомиктовые песчаники и алевролиты с прослоями черных и розовых окремнелых известняков. Выше лежит вулканогенная пачка, сложенная слоистыми туфами липаритового и дацито-липаритового состава с покровами липаритовых игнимбритов и агломератовых туфов. Мощность куталинской свиты в горах Катутау достигает 800 м. На южном борту Джаркентской впадины в хр. Кетмень устанавливаются аналоги дегересской и куталинской свит общей мощностью свыше 1000 м.

Вулканиты среднего-верхнего карбона Илийской впадины обладают в общем нормальным известково-щелочным составом или же представляют собой переходные к субщелочным породы (Азбель и др., 1971). Соотношение натрия и калия в них примерно равное (индекс Пикока от 58,5 до 60,5).

В южной части Прибалхашской впадины палеозойские образования перекрыты кайнозойским платформенным чехлом. Геомагнитные данные Т.Б. Саргаскаева (Геология СССР, 1971в) позволяют предположить относительно широкое распространение средне-верхнекаменноугольных эффузивов под плащом магнитеак-

тивных нижнепермских базальтоидных лав бескайнарской свиты нижней перми.

На северо-западном продолжении этой полосы к западу от г. Балха и М.К. Бахтеев и др. (1971) описали континентальные вулканиды, которые можно сопоставить с разрезами Илийской впадины (Азбель, Стеркин, 1971). В основании средне-верхнекаменноугольного вулканогенного комплекса Токрауской впадины с несогласием на среднем палеозое, каркаралинской и калмакэмельской свитах лежит средне-верхнекаменноугольная керегетасская свита, представляющая чередующимися лавами и туфами андезитового и дацитового состава с покровами игнимбритов и туфов липаритового состава; подчиненную роль играют туфопесчаники. В свите содержатся остатки растений свойственных позднему палеозою. Мощность керегетасской свиты колеблется от 500 до 1600 м.

Керегетасская свита с размытом перекрыта архарлинской (колдарской, по В.Я. Кошкину, 1971) свитой, сложенной красноцветными конгломератами и песчаниками с покровами туфов и лав липаритового состава; мощность архарлинской свиты составляет 400–500 м; возраст ее устанавливается как позднекаменноугольный – раннепермский. Обе свиты легко сопоставляются с дегересской и кугалинской свитами Сарыозекской впадины.

В Северо-Западном Прибалхашье средне-верхнекаменноугольный вулканический комплекс заполняет две крупные кальдерообразные вулканотектонические мульды: Кокдомбакскую и Шенгельбайскую. В мульдах концентрируются вулканические аппараты и субвулканические интрузии; мощность вулканического комплекса в них максимальна. Центральные части мульд часто проплавлены более молодыми интрузиями гранитоидов. Второй верхнепалеозойский вулканический ритм образован двумя свитами: нижней, бескайнарской (эффузивы среднего состава) и верхней, жалгызгагашской (кислые эффузивы). Бескайнарская свита имеет раннепермский возраст; жалгызгагашская принадлежит к нижним частям верхней перми.

В Джаркентской впадине нижнепермские образования обнажены на ее южном борту, в хр. Кетмень и в горах Балабогуты. В восточной части хр. Кетмень на кислые эффузивы верхнего карбона – нижней перми налегает осадочная пачка, состоящая из вулканомиктовых разнозернистых песчаников и гравелитов с прослоями конгломератов и с остатками стегоцефалов и раннепермской флоры; встречаются редкие покровы андезитовых порфиритов. Выше лежат чередующиеся покровы трахибазальтовых, базальтовых, реже андезито-базальтовых миндалекаменных порфиритов с прослоями вулканомиктовых песчаников и гравелитов. Мощность бескайнарской свиты до 400 м. Над базальтовой толщей лежат пепельно-серые и светло-фиолетовые туфы кислого состава, частично смешанные туфы, переходящие кверху в туфолавы дацитового состава, трахилипаритовые игнимбриды и их туфы. Мощность жалгызгагашской свиты около 300 м.

В северном борту Джаркентской впадины образования второго верхнепалеозойского вулканического ритма развиты преимущественно в горах Катю, где они имеют большую мощность. Здесь на кугалинской свите лежит бескайнарская свита, образованная покровами пироксеновых и плагиоклазовых андезитовых порфиритов, ритмично чередующимися с пластами туфов, агломератов и туфогенных песчаников. Всего в бескайнарской свите, имеющей здесь мощность около 1000 м, насчитывается до 15 покровов. Г.М. Фремд (1963) описал в горах Катю руины двух крупных андезитовых стратовулканов (Ташкумырсайского и Карачекинского), сложенных андезитами бескайнарской свиты. Размеры их достигают 6–8 км в диаметре. Кислая вулканическая жалгызгагашская свита в горах Катю имеет в основании базальную пачку вулканомиктовых конгломератов и туфопесчаников, которая лежит на размытой поверхности стратовулканов бескайнарской свиты. Мощность ее около 200 м. Выше следуют нагромождения мощных (50–200 м) покровов липаритовых и трахилипаритовых игнимбридов, чередующихся с пластами кислых эффузивов, туфопесчаников, туфобрекчий и вулканомиктовых конгломератов. Мощность жалгызгагашской свиты в горах Катю достигает 1000 м.

В Сарыозекской впадине образования рассматриваемого вулканического ритма открываются также бескайнарской свитой, согласно лежащей на кугалинской свите верхнего карбона – нижней перми. Здесь эта свита имеет заметно меньшую мощность (300–400 м), чем в Джаркентской впадине; однако, несмотря на резкую фаціальную изменчивость, общий облик и химический состав вулканитов остаются достаточно постоянными. Жалгызгагашская свита Сарыозекской депрессии лежит с размывом на порфиритах бескайнарской свиты и образована ритмично чередующимися фиолетовыми и розовыми игнимбритами, слоистыми туфами, туфогенными песчаниками и гравелитами. Игнимбриты образуют до 60% общей мощности толщи (950 м), залегая покровами по 15–50 м мощностью. Отдельные игнимбритовые покровы мощностью до 200 м протягиваются по простиранию на расстояние в десятки километров. Некоторые из таких покровов в западной части хр. Малайсары тяготеют к длинной (до 20 км) цепочке экструзивных тел дацито–липаритового состава, маркирующих собой крупную трещину, вдоль которой происходили трещинные извержения игнимбритов. Другой подобной структурой является линейный Кокшеель–Аралыкский грабен, в котором мощность игнимбритовых покровов достигает 1000 м. Вероятно, этот грабен образовался при обрушении кровли магматического очага. Крупная округлая Илийская кальдера до 20 км в поперечнике также представляет собой структуру обрушения. В ее центральной части сформировался Капчагайский лакколлит липаритовых фельзит–порфиров с игнимбритовыми экструзиями по периферии. Последнее позволяет предполагать, что наряду с линейными извержениями существенную роль играли и извержения центрального типа.

Базальтовые излияния бескайнарской свиты позволяют проследить по особенностям геомагнитного поля полосу распространения пермских эффузивов под платформенным чехлом. От Сарыозекской депрессии эта полоса, несколько суживаясь, протягивается к северо-западу до низовьев р. Или, где она вновь расширяется, образуя новую крупную вулканическую впадину.

Последний верхнепалеозойский вулканический ритм образован основными и средними вулканитами верхнепермской жельдыкаринской свиты и кислыми вулканитами верхнепермской – нижнетриасовой малайсаринской свиты. Наиболее полно этот ритм представлен в Сарыозекской впадине.

Стратотип жельдыкаринской свиты описан К.А. Азбелем и М.Р. Борукаевой (1965, 1966; Азбель и др., 1971) на северном борту Сарыозекской впадины в горах Жельдыкара, вдоль линии железной дороги. Жельдыкаринская свита согласно лежит на липаритовых игнимбритах жалгызгагашской свиты и начинается мощным покровом темно-бурых и черных базальтовых порфиритов. Выше следуют грубообломочные туфы и агломераты, псаммитовые и пепловые туфы андезитовых порфиритов, разделенные покровами роговообманковых андезитовых и трахиандезитовых порфиритов, реже андезито–базальтовых порфиритов. Мощность свиты около 800 м. Малайсаринская свита в этом районе содержит в основании базальтовую пачку пуддинговых песчаников с прослоями гравелитов и мелкогалечных конгломератов, лежащую на размытой поверхности жельдыкаринской свиты. Выше располагаются чередующиеся красные туфогенные песчаники и липаритовые туфы с отпечатками растений раннетриасового облика. Разрез завершается пластом липаритовых игнимбритов мощностью в 50 м. Мощность малайсаринской свиты в центре впадины достигает 500 м.

В Джаркентской впадине рассматриваемые образования представлены жельдыкаринской свитой. На южном борту впадины в Заилыском Алатау и на северном борту в горах Кату в основании свиты лежат туфоконгломераты, затем бурые вулканомиктовые песчаники и туфопесчаники с пластами андезитовых туфов. Разрез венчают глинистые сланцы и туфогенные алевролиты с пластами битуминозных известняков и редкими слоями базальтовых порфиритов и дацитовых туфов. Видимая мощность жельдыкаринской свиты колеблется от 220 до 350 м.

Верхняя часть верхнепалеозойского разреза пройдена у русла р. Или скв. 3–Г. Скважина не вскрыла подошвы жельдыкаринской свиты, представленной здесь

так же, как в горах Кату, и имеющей неполную мощность – около 400 м. На ней с размывом лежит пачка красноцветных конгломератов и пуддинговых песчаников мощностью около 100 м, перекрытая красными алеврититами и аргиллитами, прослоями загипсованными и содержащими отдельные пласты мелкозернистых красных песчаников и серых ангидритов. Мощность верхней пачки составляет 215 м. Споры позднепермских – раннетриасовых растений позволяют сопоставлять красноцветную осадочную толщу с малайсаринской свитой. Общая мощность ее в скв. 3-Г равна приблизительно 320 м; толща перекрыта верхнетриасовыми отложениями.

Петрохимические особенности позднепермских–раннетриасовых вулканитов указывают, по свидетельству К.А. Азбеля и др. (1971), на субщелочной состав с преимущественно калиевой специализацией. Основные вулканиты близки по составу к трахидолеритам, характерным для платформенных областей.

В Илийской впадине среди верхнепалеозойских эффузивных толщ расположен ряд интрузивных массивов различного состава, объединяемых ныне в южно-джунгарский интрузивный комплекс (Геология СССР, 1971в). Небольшие штоки этого комплекса прорывают образования вплоть до верхнепермских; с малайсаринской свитой они не контактируют. Все массивы многофазны; преобладают породы трех фаз. Первая фаза представлена габбро, монцититами, габбродиоритами, вторая – сиенитами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами.

Возможно, что в дальнейшем среди пород юноджунгарского комплекса будут выявлены позднекаменноугольные и раннетриасовые образования. Как установил В.Д. Стеркин (1971), в Северном Прибалхашье интрузивные образования формируются в конце каждого вулканического ритма. Это является закономерностью, четко прослеживаемой как в структурах Северного Прибалхашья, так и в субсеквентных вулканических поясах девона (см. выше). Было бы странно, если бы Илийская впадина представляла собой исключение. Вероятно, такое положение объясняется недостаточной обнаженностью и изученностью массивов юноджунгарского комплекса.

Эпигеосинклинальный палеозой варисцидских систем

В Уральской геосинклинальной системе верхнепалеозойские отложения несогласно налегают на нижнекаменноугольные образования и заполняют узкие приразломные прогибы. На р. Карталы–Аят они представлены красноцветными терригенными отложениями, аналогичными верхнему палеозою Кустанайского синклинория. Мощность их – несколько сотен метров.

Очень широко развиты верхнепалеозойские интрузии гранитоидов, обособляемые в джабыккарагайский комплекс. Они образуют протяженные батолитовые пояса: Главный, Восточный и Смирновский, причем последний приурочен к Денисовскому синклинорию. Массивы сложены однообразными микроклиновыми биотитовыми и двуслюдяными порфиroidными гранитами, реже аляскитовым гранитами с возрастом 295–276 млн. лет (поздний карбон). Дополнительные интрузии представлены розовыми флюоритоносными гранитами. По химизму комплекс относится к нормальному типу.

В Южно–Тянь–Шаньской геосинклинальной системе (Розанов и др., 1970) в начале позднего палеозоя накапливались сероцветные терригенные морские отложения, представленные часто чередующимися песчаниками, алеврититами и глинистыми сланцами. Чередование имеет обычно ритмичный характер, и породы весьма близко напоминают флиш. Это сходство увеличивают иероглифы, знаки течений, отложения мутьевых потоков, горизонты "дикого флиша", крупные отторженцы более древних пород (олистостромы). Флишевые пачки мощностью по несколько сотен метров чередуются в разрезе со 100–200–метровыми пачками серых песчаников и различных конгломератов, придающих толще молассовый облик. Эти своеобразные флишево–молассовые толщи в Южно–Тянь–Шаньской системе содержат фауну московского яруса верхнего карбона, а в Алайском и Туркестанском хребтах – и нижнего (карбон)

чатырского) яруса нижней перми. Они заполняют ряд удлиненных геосинклинальных прогибов, разделявшихся геосинклинальными поднятиями, служившими источником сноса при формировании терригенных толщ. Мощность средне-верхнекаменноугольного флиша достигает в них 3000 м (гора Карачатыр) и даже 4000 м (р. Сурметаш). Некоторые из флишевых трогов занимают в геосинклинальной системе периферическое положение (Северо-Букантауский, Каратауско-Гузанский, возможно, Нуратауский); они заполнялись не только за счет внутригеосинклинальных поднятий, но и за счет внегеосинклинальных источников. Так, в Каратауско-Гузанском трогое присутствует аркозный материал гранитоидов Кураминского района и обломки верхнепалеозойских вулканитов. Частично эти краевые геосинклинальные флишевые прогибы могли быть заложены на более древнем фундаменте.

Характер отложений, заполняющих прогибы, конфигурация прогибов и в общем согласное соотношение их с более древними структурами варисцид, вскрытыми в геантиклинальных поднятиях, приводят нас к выводу, что эти образования не могут быть отнесены к эпигеосинклинальному орогенному структурному комплексу, а должны быть включены в геосинклинальный фундамент в качестве структур его второго, флишевого структурного этажа.

С началом раннепермской эпохи испытала завершающую складчатость и пригненилась с юга к Казахстано-Тянь-Шаньскому массиву Северо-Ферганская геосинклинальная область. Толщи среднего - верхнего карбона, заполнявшие ее флишевые прогибы, были смяты в складки, прорваны интрузиями, денудированы, и на этом фундаменте (с выходом на более древние структуры, сложенные средним палеозоем) был заложен ряд небольших изолированных впадин, заполненных несогласно лежащими, преимущественно красноватными обломочными толщами нижней перми. В западной части Северо-Ферганской области в бассейнах рек Турдук и Западная и Восточная Карасу нижняя пермь этих впадин представлена келематинской свитой (Турбин, 1960). В основании ее располагаются базальные зелено-серые конгломераты мощностью до 500 м. Выше лежат чередующиеся друг с другом бордовые, реже серые и буровато-серые песчаники, реже алевролиты с прослоями известняков, содержащих фораминиферы карачатырского яруса; мощность пачки составляет 500-600 м.

На келематинской свите согласно лежит карасуйская свита, сложенная чередующимися зелеными, серыми и коричневыми, реже табачными песчаниками, алевролитами, аргиллитами с прослоями гравелитов, кислых туфов и известняков с фораминиферами низов карачатырского яруса. Мощность карасуйской свиты - около 200 м. Разрез нижней перми Карасуйской впадины завершается часто переслаивающимися темно-серыми, табачными, желтыми, реже красно-бурыми песчаниками и алевролитами с прослоями пепловых туфов, известняков и гравелитов. Фораминиферы толщи аналогичны фораминиферам улукской свиты Босбутау (верхи карачатырского яруса и дарвазский ярус). Мощность толщи не превышает 500 м.

Несколько позже, на границе карачатырского и дарвазского веков, завершающую складчатость, сопровождаемую внедрением интрузий гранитоидов, испытала и остальная часть Южно-Тянь-Шаньской варисцидской геосинклинальной системы. Эпигеосинклинальные орогенные образования ("красные мульды"), как это отметил еще Н.М. Силицын, не получили широкого распространения. Они заполняют лишь разобитые наложенные впадины, тяготеющие к центральным частям крупных поздневарисцидских синклиналиев, заполненных флишоидными толщами среднего-верхнего карбона и карачатырского яруса нижней перми. В этой области наиболее изучены отложения дарвазского яруса (тулейканская свита), выполняющие Восточно-Карачатырскую впадину и с резким угловым несогласием перекрывающие верхнекаменноугольный - карачатырский флиш, переходя с него на средневарисцидские структуры. В низах свита сложена красно-бурыми, красно-коричневыми разногалечными конгломератами с прослоями грубозернистых, реже среднезернистых песчаников, а в верхах - светло-коричневыми и красно-бурыми разнозернистыми песчаниками и алевро-

ролитами с редкими прослоями серых известковистых алевролитов с фораминиферами дарвазского яруса; в толще наблюдаются редкие покровы липаритовых кварцевых порфиров и их туфов. Мощность свиты достигает 1800 м. В ряде мелких впадин Туркестано-Алая - Каравшинской и других (Резвой, 1956) - дарвазский ярус характеризуется менее мощными разрезами.

В то же время в Южно-Тянь-Шаньской геосинклинальной системе был сформирован раннепермский интрузивный комплекс, образующий мощный пояс крупных интрузий. Наиболее ранние интрузии представлены гранодиоритами и кварцевыми диоритами, реже - монцититами, граносиенитами и гранитами. Вторая группа образована очень широко распространенными крупными массивами серых порфировидных гранитов и мелкозернистых гранитов. Наконец, третью группу представляют небольшие массивы красных нефелиновых, содалитовых, канкринитовых щелочных сиенитов, сиенитов, эгирин-рибекитовых щелочных гранитов и эссекситов. Эта группа интрузий имеет, вероятно, уже позднепермский возраст. Взаимоотношения гранитоидов с дарвазским ярусом неясны, однако галька гранитов встречается в тулейканской свите.

В Кокшаальской части Южно-Тянь-Шаньской варисцидальной системы широко распространенный комплекс эгирин-агитовых и нефелиновых сиенитов имеет пермский возраст (по аналогии с Северным Тянь-Шанем он сформирован на границе ранней и поздней перми). Более молодым в Кокшаале является комплекс порфировидных турмалиновых биотитовых гранитов, реже биотит-роговообманковых гранитов, гранодиоритов, лейкократовых гранитов и гранит-порфиров.

Верхней перми и нижнему триасу в Южно-Тянь-Шаньской системе отвечает мадыгенская свита, представленная бурыми и серыми мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами с прослоями алевролитов и углистых пород. Мощность ее достигает 400 м. По данным Т.А. Сиксталь, нижние ее горизонты имеют позднепермский, а верхние - раннетриасовый возраст, определяемый остатками флоры, пелеципод, остракод и позвоночных. В ряде скважин на Нарынской ступени в Ферганской впадине аналогичные породы встречены в низах платформенного разреза. Это говорит о том, что поздняя пермь и ранний триас в Южно-Тянь-Шаньской системе варисцид должны быть отнесены уже к платформенному этапу (Розанов и др., 1970).

В Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системе, в ее южной части, прилегающей к каледонидам (Бороталинском синклинии), геосинклинальный складчатый комплекс завершается башкирским ярусом, а в центральной части системы (в Северо-Джунгарском синклинии) - московским ярусом среднего карбона. Верхнепалеозойские интрузивные массивы средне-позднекаменноугольного комплекса образуют две параллельные полосы и сложены, по-видимому, одной фазой: серыми, преимущественно среднезернистыми биотитовыми (реже, биотит-роговообманковыми) гранодиоритами, амазелитами и гранитами, местами порфировидными. По составу гранитоиды принадлежат к нормальному ряду. Среди щелочей натрия преобладает над калием. Возраст средне-позднекаменноугольного комплекса гранитоидов определяется активными контактами их с нижнекаменноугольными и башкирскими отложениями. Радиогеохронологические определения возраста биотитов К-Аг методом дают цифры от 318 до 305 млн. лет для порфировых разностей и от 300 до 270 млн. лет для апикальных равномернозернистых пород. Наиболее низкие значения возраста укладываются в принятый для комплекса возрастной интервал.

Формирование интрузий Джунгарского Алатау закончилось в середине пермского периода, когда образовались массивы нормальных красных лейкократовых, преимущественно микроклиновых гранитов, почти не содержащих темноцветных минералов. Эти граниты завершают формирование крупного полифазного Центрально-Джунгарского батолита и образуют плоские, пологопадающие тела мощностью 1000-2000 м. Абсолютный возраст пород по биотиту составляет около 265 млн. лет. К этим интрузиям близки по облику штоки мел-

козернистых порфировидных, иногда амазонитовых гранитов хоргосского комплекса. Породы эти принадлежат к плюмазитовому ряду, обогащены калием. Данные абсолютной геохронологии об их возрасте противоречивы (Геология СССР, 1971в).

Верхнепалеозойские вулканические и осадочные образования заполняют в Джунгаро-Балхашской системе варисцид две крупные наложенные впадины: Эбинорскую на востоке (наложена на центральную часть Бороталинского синклинория) и Саякскую на севере (наложена на Балхашский антиклинорий).

В Эбинорской впадине верхний палеозой открывается несогласно лежащими на визе-нампуре и среднем карбоне базальными конгломератами мощностью до 80 м. Выше лежит позднекаменноугольный вулканический ритм, образованный лачкой коричневых андезитовых порфиритов (60 м) и толщей псевдофлюидальных липаритовых игнимбритов с прослоями туфов и туфобрекчий (380 м). Возраст этой серии определен условно, по стратиграфическому положению.

Второй вулканический ритм образует в низах нижнепермская толща темно-бурых, коричневых и фиолетовых андезитовых порфиритов, чередующихся с горизонтами агломератовых лав, а также бомбовых, лапиллиевых и псаммитовых туфов того же состава; в толще содержатся остатки позднекаменноугольных-раннепермских растений; мощность ее 630-650 м. На ней с размывом лежит толща кислых эффузивов, образованная покровами розовых, красных, оранжевых липаритовых игнимбритов, реже липаритовых лавобрекчий, чередующихся с горизонтами туфов; органических остатков толща не содержит, но ее легко сопоставить с жалгызгашской свитой Илийской впадины; мощность ее около 400 м.

Несколько восточнее, на западном борту Джунгарских ворот, пермские образования сложены толщей красных конгломератов с галькой средних и кислых эффузивов, известняков нижнего-среднего карбона и кремнистых пород верхов девона, на которых она залегает; в прослоях песчаников и алевролитов содержатся остатки растений раннепермского облика; мощность толщи приближается к 500 м.

На борту Алакульской впадины в зоне Джунгарского разлома несогласно на девонских отложениях залегает толща темно-серых песчаников, кремнистых алевролитов и осадочных брекчий с линзами известняков, содержащих кораллы артинского яруса нижней перми; видимая ее мощность около 250 м.

В Саякской впадине верхнепалеозойские образования детально изучены В.Я. Кошкиным и по своему характеру близки к вулканогенным толщам Илийско-Прибалхашского вулканического пояса, особенно его Восточно-Прибалхашского сектора.

ЗАПАДНАЯ И ЮЖНАЯ ЧАСТИ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

В западной и южной частях Туранской плиты эпигеосинклиналильные палеозойско-нижнетриасовые образования шире всего развиты в пределах глубоко погруженных древних массивов: Северо-Устюртского, Южно-Мангышлакского и Каракумо-Байсунского. В варисийских складчатых зонах (Центрально-Устюртской и Туаркырской) они представлены только варисийско-триасовыми вулканогенно-осадочными толщами орогенного класса.

Северо-Устюртский массив

В пределах Северо-Устюртского массива наиболее древними из вскрытых скважинами эпигеосинклиналильных образований являются среднекаменноугольно-нижнепермские, установленные бурением на площадях Каракудук (восточный), Приозерная и Байтерек (рис. 13).

В скв. Каракудук, расположенной на Аламбек-Куанышском валу, под 20-метровой красноцветной толщей верхней перми-нижнего триаса в интервале

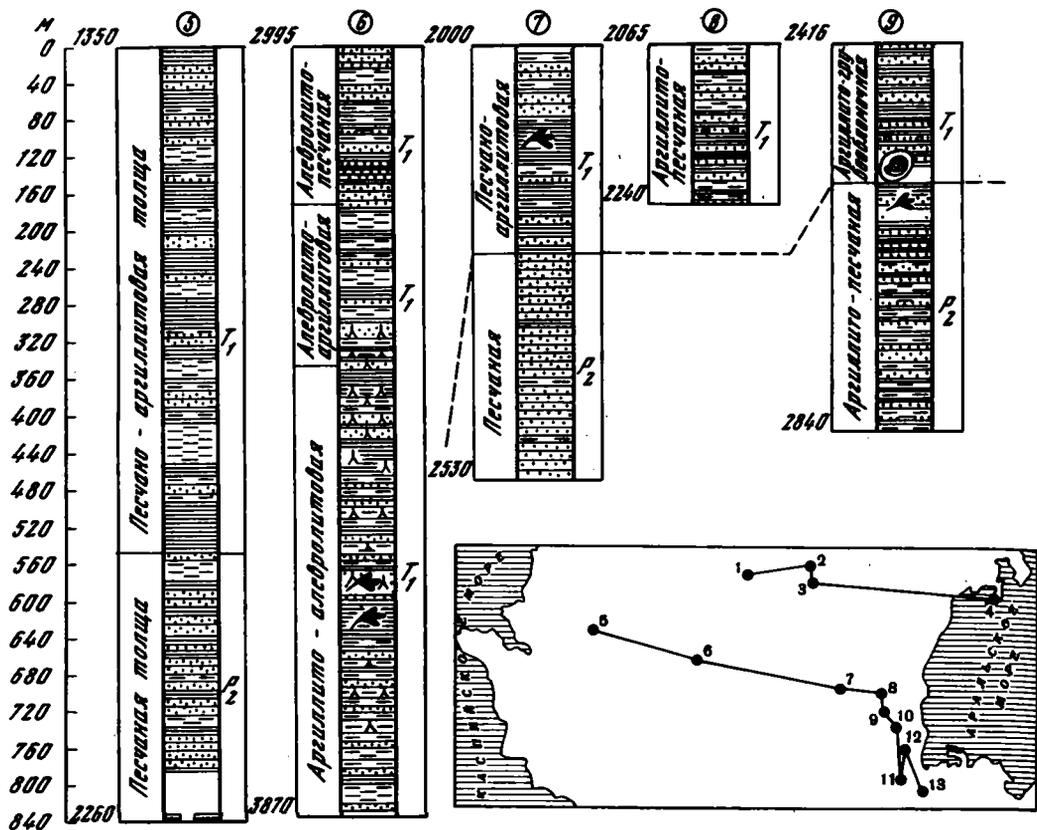
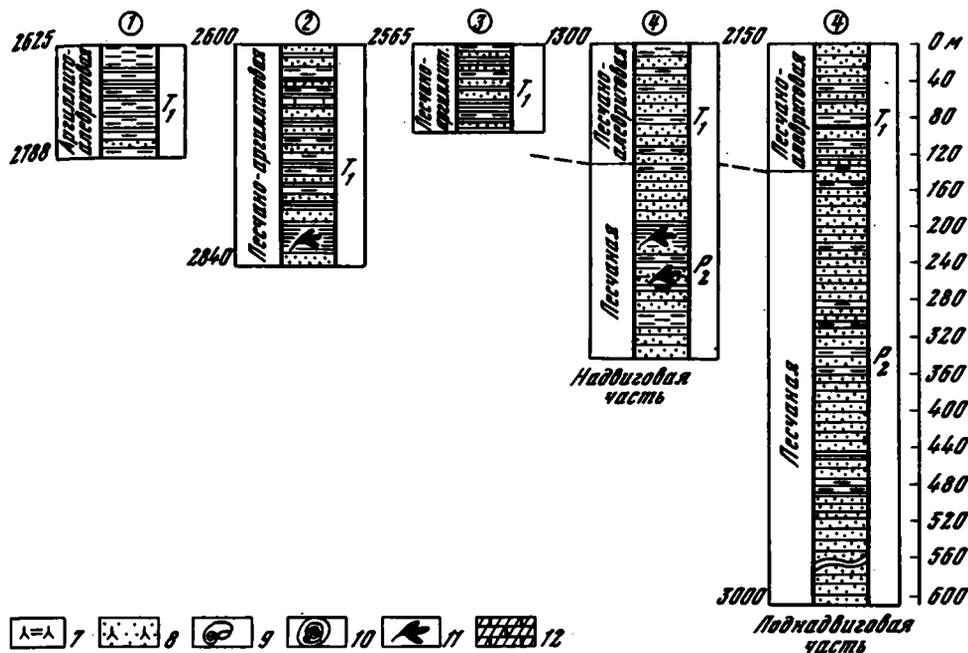
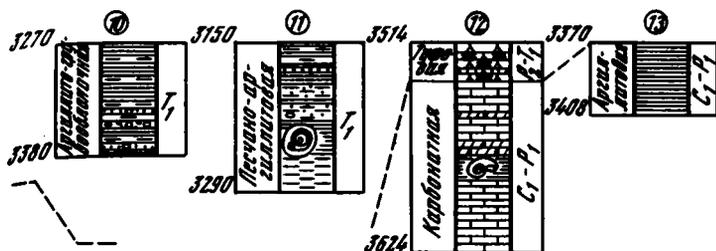


Рис. 13. Схема сопоставления разрезов доюрских образований Северного Устьурта (составили О.А. Карцева и Л.Г. Кирюхин) с использованием материалов М.И. Варенцова, В.С. Князева, П.В. Флоренского, М.А. Ясеновой

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - аргиллиты; 4 - известняки; 5 - гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты; 6 - тонкозернистые пелловые кислые туфы; 7 - кислые туфолавы; 8 - литовитрокластические кислые туфы;

глубин 3533-3722 м вскрыты известняки беловато-серые и розовые, органогенно-обломочные, содержащие многочисленные остатки иглокожих, кораллов, мшанок, водорослей и плохо сохранившиеся известковистые раковины фораминифер (Карцева и др., 1971). Известняки рассечены прожилками кальцита. На отдельных участках разреза известняки трещиноватые. В интервале 3657-3660 м керн, например, представлен мелкой щебенкой. Встречены известняки брекчированные, состоящие из остроугольных обломков микро- и мелкозернистого известняка размером 1-3 мм, сцементированных крупнокристаллическим кальцитом с полисинтетическими двойниками¹. В образцах керна данной скважины, поднятых с глубины 3586-3600 м, Т.К. Замилацкой определены *Comispira* sp., *Globivalvulina* sp., *Fusulinidae* (?), указывающие на позднепа-

¹ Петрографическое описание доюрских пород выполнено О.А. Карцевой.



9 - фаунистические остатки; 10 - фаунистические остатки в обломках; 11 - спорово-пыльцевые комплексы; 12 - трещиноватые известняки

Цифрами у колонок и на врезке обозначены скважины: 1 - Кумтюбе-1, 2 - Чагырлы-1, 3 - Чумышты-1, 4 - Куланды - опорная, 5 - Кызан-3, 6 - Арыстановская 7-П, 7 - Теренкудук-1, 8 - Байтерек-2, 9 - Восточный Харой-1, 10 - Куаныш-7, 11 - Аламбек-3, 12 - Каракудук-1, 13 - Приозерная-1

лерзойский (не исключается самая верхняя часть раннего карбона) возраст вмещающих отложений. В известняках этой скважины Н.Б. Гибшман установил присутствие *Tuberitina maljavkini* Nikk. и *Tetraxi* sp., свидетельствующие, по ее мнению, об их каменноугольно-раннепермском возрасте.

В 12 км восточнее Каракудукской площади, в юго-западной части Кабанбай-Судочьего прогиба, в скв. Приозерная-1 в интервале глубин 3370-3380 м вскрыты известковистые, углистые темно-серые аргиллиты, характеризующиеся алевропелитовой структурой и микросланцеватой текстурой. Порода сложена микроагрегатной сероцветной кремнистой (?) массой (40%) и мелкими (0,05-0,1 мм) рассеянными в породе кристаллами кальцита (30%). Кластический материал составляет 20%. Обломки хорошо отсортированы (0,05-0,15 мм) и состоят из кварца и полевых шпатов. Отмечаются мелкие чешуйки гидрослюды. Ориентированное расположение обрывков растительной ткани и удлиненных обломков придает породе микросланцеватую текстуру.

Указанные отложения относятся с известной долей условности к среднему карбону - ранней перми.

Верхняя часть эпигеосинклинальных образований Северо-Устюртского массива сложена толщами верхней перми-нижнего триаса. В последних выделяется два основных типа разреза: терригенный и эффузивно-осадочный.

Терригенный разрез выражен фациально невыдержанной толщей красноцветных, реже сероцветных и пестроцветных, как правило, известковистых аргиллитов, алевролитов и песчаников, содержащей обычно прослой песчаных и изредка хемогенных и пелитоморфных известняков, гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов и катунников. Мощность прослоев аргиллитов изменяется от 1-5 до 40 м, алевролитов - от 1 до 10 м, песчаников - от 1-2 до 30 м, известняков - от 1-2 до 5 м, гравелитов и конгломератов - от 1 до 10 м, катунников не превышает 0,5-1 м. Распределение различных типов терригенных пород неравномерно как по площади, так и по разрезу. В одних разрезах количество песчаников достигает 10-13%, в других - 40-50%. В.С. Князев и др. (1970) считают, что как песчанность, так и величина обломочного материала в песчаниках увеличиваются в восточном направлении. В какой-то мере это подтверждается присутствием на востоке Северного Устюрта в скважинах, пробуренных на Харойском, Аламбекском и Байтерекском поднятиях, прослоев и пачек гравелитов и грубозернистых песчаников мощностью от 1-5 до 50 м. Здесь же, в скв. Куаныш-7, вскрыт разрез мощностью 100 м, сложенный чередующимися аргиллитами, алевролитами, грубозернистыми песчаниками, мелкогалечниками, конгломератами.

Рассматриваемые верхнепермско-нижнетриасовые отложения в общем окрашены в бурые и буровато-серые цвета. Наиболее темная бурая окраска свойственна аргиллитам и алевролитам, что связано с высоким содержанием в них гидроокислов железа, в меньшей степени - песчаникам и гравелитам. Последние, как правило, обладают буровато-серой, розовой и зеленовато-серой окраской (Князев и др., 1970).

Верхнепермско-нижнетриасовые породы тонкослоистые и редко массивные. Слоистость выражается сменой литологического состава (чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, образующих прослой мощностью от долей миллиметра до нескольких сантиметров), неравномерным содержанием в породе бурых гидроокислов железа, черных рудных минералов и изредка обуглившихся растительных остатков.

Кластическая часть терригенных разностей, по данным О.А. Карцевой, характеризуется средней отсортированностью и плохой окатанностью обломков пород и минералов. Среди песчаников в общем преобладают мелко- и среднезернистые разности, местами содержащие примесь крупного песка, а также мелкие галек различных пород. Обломочный материал представлен зернами эффузивов и микрокварцитов, кварца, полевых шпатов, микрочернистых и неравномерно раскристаллизованных кремнистых и карбонатных пород, углистых аргиллитов, метаморфических сланцев высоких ступеней метаморфизма, листочков мусковита, биотита и хлорита. Количественные соотношения указанных обломков изменяются более заметно по площади, чем по разрезу. В разрезе верхней перми-нижнего триаса, вскрытом в интервале глубин 2285-2289 м, наблюдался оолитовый известняк с остатками неопределимой фауны.

На основании различных количественных соотношений песчаных и глинистых разностей в верхней и нижней частях рассматриваемых отложений, а также особенностей минералогического состава (отсутствия и присутствия эпидота) в наиболее глубоко вскрытых разрезах на площади Теренкудук, Куланды, Кызыл В.С. Князев и П.В. Флоренский (1968) выделили две толщи: нижнюю - преимущественно песчаную и верхнюю - аргилито-алевролитовую. Граница этих толщ, по мнению указанных исследователей, одновременно является стратиграфической границей верхней перми и нижнего триаса. Нижняя толща в перечисленных разрезах сложена песчаниками с прослоями аргиллитов, алевролитов и песчаных известняков (содержание песчаников в скв. Кызыл-3 составляет

50%, в скв. 1 и 2 Теренкудук - 63 и 61%, в скв. Куланды-опорная - 55% в надвиговой части, 57% - в поднадвиговой. Минералогический состав пород нижней толщи скв. 1 и 2 Теренкудук характеризуется повышенным содержанием (6-19%) эпидота. Вскрытая мощность данной толщи в скв. Кызан-3 - 360 м, в скв. Куланды-опорная - 350 м в надвиговой части и 777 м - в поднадвиговой.

Верхняя толща представлена аргиллитами и алевролитами с прослоями песчаников; последних в разрезе скв. Кызан-3 - 32%, в скв. 1 и 2 Теренкудук - 25 и 13%, в скв. Куланды-опорная - 33% в надвиговой части и 35% - в поднадвиговой. Содержание эпидота менее 1%. Мощность верхней толщи в скв. Кызан-3 - 550 м, в скв. 1 и 2 Теренкудук - 228 и 238 м, а в скв. Куланды-опорная - 100 м в надвиговой части и 70 м - в поднадвиговой. Менее мощные разрезы рассматриваемых отложений, представленных красноцветными и пестроцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, вскрыты на Северном Устюрте скв. 1, 2 и 4 Кызан, 1 и 3 Кумтюбе, 1-Чумышты, 3, 7 и 10 Аламбек и другими и на основании отсутствия эпидота сопоставлены с верхней аргиллитно-алевролитовой толщей В.С. Князевым и др. (1970). Однако следует отметить, что выделение описанных выше двух толщ в разрезах рассматриваемых отложений по указанным признакам можно произвести не всегда. Например, в скв. Восточный Харой разрез рассматриваемых отложений отличается повсеместным присутствием прослоев гравелитов и отсутствием эпидота. Несмотря на это, в разрезе было выделено две толщи (Флоренский и др., 1970). Так же не сопоставляется с другими вышеописанными разрезами верхней перми нижнего триаса разрез, вскрытый скв. 1, 4, 5, 7 на Куаньшской площади (максимально вскрытая мощность в скв. 7 равна 110 м) и сложенный чередующимися аргиллитами, алевролитами и песчаниками с отдельными прослоями кремнисто-гидрослюдистой породы, кремнисто-гидрослюдисто-хлоритовых сланцев и туффитов. Относительно невысокое содержание песчаников в данной толще (от 5 до 20%) позволило бы сопоставить ее с верхней аргиллитно-алевролитовой толщей. Однако скв. 7 этой же площади вскрыла иной разрез мощностью 110 м, состоящий из переслаивающихся аргиллитов, алевролитов, грубозернистых песчаников, гравелитов и мелкогалечниковых конгломератов. Причем песчаники, гравелиты и конгломераты проявляются в разрезе с глубины 3320 м и составляют в толще 25-30%. Породы мраморизованы, в них наблюдаются прожилки кристаллического кальцита и кремня шириной до 0,65 см и крупные плоскости скольжения.

Изложенное показывает, что вещественный состав рассматриваемых отложений не выдержан даже на близких расстояниях. Это заставляет крайне осторожно относиться к стратиграфическим расчленениям, основанным на литолого-фациальных признаках описываемых толщ.

Эффузивно-осадочный разрез верхней перми-нижнего триаса вскрыт скважинами на площадях Арыстановской, Каракудукской и Курлукской. На Арыстановской площади разрез вскрыт в интервале глубин 2990-3900 м и сложен чередующимися красноцветными и пестроцветными, преимущественно туфогенными аргиллитами, кислыми пепловыми туфами, алевролитами и песчаниками с прослоями серых аргиллитов и кислых литовитрокластических псаммитовых туфов. В этой толще пород преобладают туфогенные аргиллиты и кислые пепловые туфы, которые во многих случаях с трудом отличимы, так как претерпели довольно сильные гидротермальные изменения. Вследствие этого первоначальный состав их в структуре сильно изменен. Породы нередко перемяты, содержат многочисленные прожилки кристаллического кальцита и кремни, а также крупные плоскости скольжения, расположенные под углом 45-50°. Мощность прослоев изменяется от 1-2 до 10-15 м. В описываемом разрезе, по данным промысловой геофизики (устойчивое увеличение значений КС с глубины 3345 м), выделяются две толщи. Нижняя (интервал 3345-3900 м) сложена тонко чередующимися кислыми пепловыми туфами, туфогенными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями литовитрокластических псаммитовых туфов

того же состава. В верхней толще (интервал 2990–3345 м) выделяются две пачки: нижняя (мощностью 165 м) представлена переслаивающимися туфогенными аргиллитами, алевролитами и песчаниками, верхняя (песчаная пачка мощностью 190 м) сложена песчаниками (40% разреза) с прослоями алевролитов и аргиллитов.

В скв. Арыстан-9 в интервале глубин 3100–3106 м под сероцветными отложениями юрского возраста обнаружен диабазовый порфирит, слагающий, по-видимому, дайку в породах пермо-триаса. Порода темно-серая, почти черная, мелкокристаллическая. Структура породы – порфировая, структура основной массы – офитовая.

Сильно измененные вторичными процессами породы не совсем ясного происхождения обнаружены в скв. Каракудук-1. Они залегают выше мраморизованных известняков среднекаменноугольного возраста, слагая пачку мощностью 20 м. Из них охарактеризован керном интервал глубин 3521–3528 м. Это бурая туфолава кислого состава, ожелезненная и карбонатизированная (20–40%). Основная масса кремнистая, микрзернистая, образована в результате разложения вулканического стекла или тонко размельченного пеплового материала. Порода переполнена мелкими скоплениями рудного минерала. Кластический материал (5–10%) состоит из неотсортированных (0,1–0,5 мм), реже правильно ограниченных остроугольных обломков, кристаллов кварца и полевых шпатов, а также обломков вулканического стекла. Неравномерное распределение в породе кластического материала и вторичных минералов (гидрослюда, гидроокислы железа) подчеркивает флюидальную текстуру породы. Карбонатные минералы представлены кристаллами сидерита с шестоватой формой и показателями преломления в двух направлениях выше, чем показатель преломления канадского базальма, а также ромбодрическими зернами доломита. В нижней части этого интервала обнаружен туфогенный песчаник или, возможно, литокристаллокластический псаммитовый туф кислого состава. Порода состоит из неотсортированных (0,1–1 мм, редко до 5 мм), неокатанных обломков кислых эффузивов с афировой микрофельзитовой структурой вулканического стекла, а также кварца с нормальным и мозаичным угасанием и изредка полевых шпатов. Зерна кварца причудливой формы, с заливообразными углублениями по краям, проплавлены внутри основной эффузивной массой. Промежутки между обломками (30–40%) заполнены тонкозернистым кремнистым материалом, очевидно, образованным при разложении пепловых частей.

Разрез скв. Курлук-2 состоит из двух пачек. Нижняя, вскрытая в интервале 2961–2970 м, сложена трахиандезитовыми порфиритами, пятнисто-окрашенными в фиолетовые, бурые и зеленые цвета. Верхняя пачка (2925–2961 м) представлена аргиллитами буровато-коричневыми и пестроокрашенными в зеленые и бурые цвета. Как в эффузивах, так и в аргиллитах отмечаются многочисленные, почти вертикальные прожилки кристаллического кальцита и кварца шириной 1–1,5 мм и крупные плоскости скольжения, расположенные под углом до 30°.

Характеризуя степень вторичных изменений описанных верхнепермско-нижнетриасовых образований, можно отметить, что они не метаморфизованы, но регионально глубоко эпигенетически изменены. Эти изменения, по данным О.А. Карцевой, выражены следующим образом. Обломки пород нередко частично и полностью замещены кальцитом, хлоритом, серицитом и бурыми гидроокислами железа; листочки биотита разложены, обесцвечены и хлоритизированы, растительные остатки углефицированы и пиритизированы, обломки пород и минералов и листочки слюд нередко односторонне ориентированы. Первоначальное вещество цемента почти полностью перекристаллизовано и замещено ярко интерферирующим серицитоподобным гидрослюдистым веществом, крупнокристаллическим кальцитом с полисинтетическими двойниками и окисными соединениями железа. Гидрослюдистое вещество нередко характеризуется единой оптической ориентировкой. Местами отмечается хлоритизация, окремнение и цеолитизация цементующего вещества. Обломки корродированы по краям кальцитом и гидроокислами железа. Замещение обломков и цемента кристаллическим кальцитом приводит к

образованию в песчаниках цемента базального и пойкилитового типа, составляющего в отдельных прослоях 50–60% (песчанистые известняки). На участках породы с небольшим количеством цемента развиты процессы конформации, инкорпорации и регенерации кварца. Регенерационный кварцевый цемент в большом количестве наблюдается в песчаниках скв. Кызан–3, Арыстан–7п. Широкое развитие кварцевого регенерационного цемента приводит к образованию кварцитовидных песчаников. Наряду с этим отмечаются вторичные изменения, не связанные с эпигенезом. В верхней части разреза скважин на Чурукской и Восточно–Харойской площадях встречены доломитизированные и сидеритизированные песчаники и прослои вторичных мелкокристаллических доломитов. Вторичная доломитизация в данном случае, возможно, связана с процессами выветривания этих пород во время подюрского размыва.

Интенсивные вторичные изменения пород отмечены в скв. Байтерек–2, Куаныш–7 и Арыстановская–7п, располагающихся вблизи зон разломов фундамента. Определение возраста рассматриваемых образований базируется на следующих данных.

Выделенные в разрезе скв.1 и 2 Теренкудук, Куланды и Кызан–3 две толщи (песчаная и аргиллито–алевролитовая) В.С. Князев и П.В. Флоренский (1968) по литологическим данным сопоставили с отпанской и долнапинской свитами Горного Мангышлака, возраст которых соответственно был определен как поздняя пермь и ранний триас. Подтверждением позднепермского возраста нижней пачки служило присутствие спорово–пыльцевых комплексов верхней перми в нижней толще разреза, вскрытого скв. Куланды–опорная и Восточный Харой–1 (Флоренский и др., 1970).

Палинологические обоснования раннетриасового возраста верхней пачки более многочисленны. В рассматриваемых отложениях были обнаружены спорово–пыльцевые спектры раннетриасового возраста в скв. Теренкудук–1 (Бетелев, Поземова, 1966), Чагырлы–1 (Князев и др., 1970). Интересные данные получены в последнее время о возрасте красноцветных пород, вскрытых скв. Арыстан–7п. В их разрезе в интервале 3611–3615 м Л.С. Поземова обнаружила спорово–пыльцевой комплекс, в состав которого входят споры (14%) и пыльца (86%). 200 форм спор и пыльцы имели не очень хорошую сохранность. Они обуглены, темно–коричневого цвета. Споры представлены: *Nevesisporites litamulus* Playf (4%), *Leiotriletes microdiscus* К.–М. (4%), *Leiotriletes rotundus* Naum. (2%), *Leiotriletes* sp. (2,5%), *Anapiculatisporites* sp. (1%), *Verrucosisporites* sp. (единично). Из пыльцевых преобладает двухмешковая пыльца *Disaccites*, похожая на Pinaceae (65%) и Podocarpaceae (7%), *Ginkgocycadophytus* (9,5%), *Striatopinites* sp. (4%), единично отмечены *Caytonipollenites*. Возраст вмещающих отложений определить более детально, чем триас, не представляется возможным. В интервале 3642–3645 м выделен комплекс, в состав которого входят споры (до 95%) и пыльца (5%). Из спор небольшой процент приходится на *Leiotriletes rotundus* Naum. (69,5%) и *Kraeuselisporites* sp. (20%). Остальные споры встречаются в небольшом количестве: *Anapiculatisporites* (1%), *Punctatisporites* sp. (1,5%), *Calamaspora* sp. (1%), *Cyathidites* sp. (1%), *Leiotriletes microdiscus* К.–М. (0,5%), *Reistrickia* sp. (0,5%), Из пыльцы встречены *Ginkgocycadophytus* (3,5%) и *Disaccites* sp. (1,5%).

Описанный комплекс отличается от комплекса, выделенного из интервала 3511–3615 м данной скважины, количественным соотношением компонентов и видовым составом, однако он также указывает на триасовый возраст вмещающих пород. В то же время сопоставление кривых стандартного каротажа скв. Арыстан–7п с кривыми скв. 1 и 2 Теренкудук и Восточный Харой–1 показывает близость их характеристик для нижних частей разреза. В таком случае в одних разрезах этой толщи (Теренкудук, Куланды) содержится спорово–пыльцевой комплекс поздней перми, а в других (Арыстан) – триаса.

Это позволяет либо поставить под сомнение правильность выводов о позднепермском возрасте нижних секций разреза скв. Куланды, либо признать, что в скв. Арыстан–7п вскрыта лишь верхняя (триасовая) часть разреза рассматриваемого комплекса.

В пределах Южно-Мангышлакского массива доюрские отложения вскрыты почти 40 скважинами. Наиболее полные стратиграфические разрезы на западе этого массива вскрыты параметрическими скважинами на Жетыбайском и Узеньском месторождениях (Князев и др., 1970; Мирчинк, Бененсон, Мамбетов, 1972; Мирчинк, Бененсон, Козмодемьянский и др., 1972), а в восточной его части – Шахпахтинской параметрической скважиной на одноименном месторождении (Карцева и др., 1971). Скважины, пробуренные на остальных площадях, как правило, вскрывали на незначительную мощность красноцветные терригенные отложения нижнего триаса, после чего закрывались.

В Жетыбайской скв. П-25 в основании доюрских отложений в интервале глубин 3767–4002 м, по заключению О.А. Карцевой, вскрыта толща сероцветных серицитовых и кварцитовых песчаников (филлиты), углистых алевролитов и гидрослюдистых сланцев (рис. 14). Эти породы слабо метаморфизованы в филлитовой субфации фации зеленых сланцев. Они характеризуются явлениями катаклаза, перекристаллизации, присутствием прожилков мраморовидного карбонатного минерала и реже – кремня шириной до 3 мм.

Ниже, в интервале глубин 4002–4080 м встречены серые и светло-серые туфопесчаники, в которых присутствуют зерна кварца, чешуйки слюды и обломки зеленоцветных пород (Мирчинк, Бененсон, Козмодемьянский и др., 1972).

Сходные по вещественному составу породы встречены в основании разреза скв. 2-п на Жагинской площади, где с глубины 3300 м и до забоя вскрыта толща зеленовато-серых туфопесчаников и туфоаргиллитов, а также светло-серых карбонатов. Туфопесчаники, по данным П.В. Флоренского, среднезернистые, слабоизвестковистые, сложенные обломками кислых и основных плагиоклазов (20–25%), кварца (до 20%) и осветленным биотитом. Туфоаргиллиты серые и ярко-зеленые, плотные, с кальцитовыми бобовинами. В последних встречены фосфат и хлорит. Карбонатная часть разреза представлена темно-серыми мергелями и известняками. В них заметны тонкие прослойки черной глины с растительными остатками и мелкозернистого серого алевролита. В целом для породы характерно появление вертикальной трещиноватости. Выше по разрезу залегает пачка сероцветных до черных глин, песчаников и алевролитов (3330–3187 м). В основании пачки выделяется базальный горизонт грубозернистого песчаника с обломками пирокластических пород диаметром до 10 мм. Основная масса зерен имеет диаметр 2–3 мм. Глины темно-серые до черных, слюдистые, алевролитистые, с включениями углистых остатков и с характерным раковистым изломом. Песчаник серый, среднезернистый, полимиктовый, с чешуйками слюд, с включениями растительных остатков. Отмечается вертикальная трещиноватость. Порода очень близка по составу черноцветной толще Жетыбайского разреза.

В отличие от последней на площади Жага указанные породы перекрываются не пестроцветами иудского яруса, а сероцветной толщей глин и алевролитов раннеюрского возраста.

Сравнивая описываемые отложения, вскрытые в скв. Жетыбай-25п и Жага-2п, с ниже-среднекаменноугольными породами, вскрытыми на северо-востоке Туркмении скв. Курганчик-4р, М.Ф. Мирчинк, В.А. Бененсон, В.В. Козмодемьянский и др. (1972) считали их ниже-среднекаменноугольными. Однако в другой работе (Мирчинк и др., 1972) не исключали, что указанные отложения могут иметь и пермский возраст, поэтому они их условно датировали как пермь-карбон.

В разрезах доюрских отложений площадей Жетыбай и Узень описанных выше пород, по данным В.С. Князева и П.В. Флоренского (Князев и др., 1970; Мирчинк, Бененсон, Козмодемьянский и др., 1972), со следами перерыва залегает мощная пестроцветная толща, сложенная коричневыми и бурыми глинами, содержащими прослойки серых и розоватых песчаников и алевролитов, а в основании – пласт серого грубозернистого песчаника.

Из этих отложений определены спорово-пыльцевые комплексы, указывающие, по мнению К.В. Виноградовой, на их раннетриасовый возраст. Сопоставляя описываемые пестроцветные породы с долинаптинской свитой Горного Мангышлака, В.С. Князев, П.В. Флоренский, М.Ф. Мирчинк, В.А. Бененсон относят их к индскому ярусу нижнего триаса. Мощность отложений индского яруса в разрезе Жетыбайской скв. 25 (Мирчинк, Бененсон, Юферов и др., 1972) - 587 м, в скв. Узень-113 - более 510 м.

С довольно резкой границей на красноцветах залегает зеленовато-серая терригенно-карбонатная толща, вскрытая скв. 25 и 116 Жетыбай, 120 и 113 Узень, Восточный Жетыбай-2, Южный Жетыбай-4 и рядом других. Наиболее полный разрез этих образований вскрыт на Узеньской площади, где в их составе выделяются две крупные толщи (Мирчинк, Бененсон, Козмодемьянский и др., 1972). Нижняя толща сложена серой и зеленовато-серой глиной, местами сильнокарбонатной, с прослоями доломитизированных и глинистых известняков, содержащих значительную примесь (10-20%) терригенного, в том числе порокластического материала, реже серых средне- и мелкозернистых хорошо сортированных песчаников и алевролитов. В этой толще отмечаются прослои витрокластических кислых туфов.

По особенностям литологического состава в нижней толще в разрезах Узеньской площади выделяются три пачки, содержащие фауну аммоноидей, позволяющие отнести вмещающие породы к оленекскому ярусу.

Сравнение разрезов доюрских отложений, вскрытых на Жетыбайской и Узеньской площадях, позволило В.А. Бененсону предположить, что в Жетыбайском разрезе присутствуют лишь самые верхи рассматриваемой толщи, а остальная ее часть выпадает из разреза.

Верхняя толща сложена преимущественно глинами с подчиненными прослоями серых песчаников и алевролитов, отличающихся от нижней толщи большим содержанием терригенного материала. Глины этой толщи, по данным П.В. Флоренского, косо- и горизонтальнослоистые, весьма тонкие, в основном некарбонатные, трещиноватые, содержащие местами включения растительных остатков и пирита. Песчаники средне- и мелкозернистые, некарбонатные, местами глинистые.

Раньше по материалам палинологических определений считалось, что возраст рассматриваемой толщи соответствует позднему триасу. Однако аммоноидеи, обнаруженные в 1970 г. В.А. Бененсоном и Б.И. Титовым в керне скважин, позволили А.А. Шевыреву установить ее раннетриасовый возраст.

По специфическому сочетанию песчано-алевролитовых и глинистых слоев в относительно полных разрезах этой толщи Узеньского месторождения В.А. Бененсоном выделяются пачки: А, Б, В, Г, Д, Е, Ж, З (см. рис. 14). Из сопоставления разрезов скважин обеих площадей видно, что мощность толщи Т₁-IV в Жетыбае уменьшается до 260 м, а мощность разреза в Узени составляет 593 м; это свидетельствует о выпадении из Жетыбайского разреза верхних подразделений - Д, Е, Ж, З и результате перерыва в осадконакоплении. Вечается разрез триасовых отложений пачкой Т₁-V, сложенной темно-серыми глинами и серыми песчаниками. В некоторых разрезах (скв. 116 и 120 Узень) заметно повышается содержание песчаников и алевролитов. Эта пачка залегает на различных подразделениях толщи Т₁-IV (см. рис. 1). Мощность пачки в Жетыбае - 182 м, в Узени она сокращается до 60 м.

В последнее время А.А. Цатуровой и Л.В. Ровниной из отложений этой пачки был определен специфический комплекс спор и пыльцы, характерный для поздне триасовых отложений, поэтому их возраст определяется как поздне триасовый.

Выше с угловым несогласием залегают базальные горизонты нижней юры. Таким образом, приведенные данные показывают, что в разрезах Жетыбайской и Узеньской площадей на расстоянии до 150 км прослеживаются непрерывные горизонты и отдельные пачки в нижнетриасовых и условно - в верхнетриасовых

отложениях. Последнее обстоятельство указывает на спокойное горизонтальное и субгоризонтальное залегание триасовых отложений на Южном Мангышлаке.

Наиболее полный разрез доюрских образований в восточной части Южно-Мангышлакского массива вскрыт, как уже указывалось, Шапахтинской параметрической скв. 2п. Доюрские отложения в этой скважине пройдены в интервале глубин 2435–3509 м; в их составе выделено пять пачек.

Самая нижняя из них (V пачка), вскрытая в интервале глубин 3202–3509 м, сложена темно-серыми углистыми, слабоизвестковистыми мелкозернистыми песчаниками с темной прерывистой слоистостью. Слоистость определяется неравномерным распределением в породе углистого и карбонатного материала. Песчаники карбонатизированы, сидеритизированы и пиритизированы, а также содержат тонкие (0,1–0,3 мм) прожилки микрокристаллического карбонатного минерала, рассекающего породу в нескольких направлениях. Кластическая часть (60–70%) сложена отсортированными (0,1–0,25 мм) неокатанными обломками кварца, плагиоклазов и кремнистых пород, среди которых присутствуют буроватые, слабо раскристаллизованные вулканические стекла, кислые эффузивы, микрозернистые кремнистые роговики и кремнисто-гидрослюдистые сланцы. Изредка встречаются чешуи мусковита.

Выше, в интервале глубин 3197–3202 м, расположена пачка (IV) буровато-вишневых брекчий.

Брекчии гравийной размерности, плотные, крепкие, состоят из слабоокатанных и неокатанных обломков размером 1–10 мм. Изредка встречаются угловато-окатанные гальки метаморфических пород размером 2–3 мм. Связующая масса (30–40% породы) состоит из песчаных частиц, железисто-серицитового, карбонатного и кремнистого материала. Карбонатные минералы в цементе представлены сидеритом и кристаллическим агрегатом кальцита и гранобластовой структурой. Кремень образует мелкоагрегатные скопления причудливой формы, выполняющие поры и внутренние участки базального кальцитового цемента. В составе галек преобладают кварциты, мусковит-серицит-кварцевые и биотит-кварцевые метаморфические сланцы (40%), кварц, кислые эффузивы и микрозернистые кремнистые породы, содержащие спикулы губок и пепловые частицы причудливой формы (30%), серицитовые песчаники, филлиты (20%), а также кристаллические известняки с остатками фауны и мраморы (5–7%). Среди остальных галек (2–3%) встречены серицитизированные плагиоклазы, кварц и ожелезненные базальтовые порфиры. Обломки песчаной размерности имеют сходный состав.

Сидеритовая порода буровато-малинового цвета образует отдельные прослои и сложена плотным мелкозернистым агрегатом сидерита, содержащим примесь обломков пород и минералов гравийной и песчаной размерности, слабо окременена и кальцитизирована. Микро- и мелкозернистые образования кремня слагают участки неправильной формы размером 0,3–2 мм (1–3%). Кальцит мелкокристаллический (0,1–0,2 мм), вторичный, составляет 5–7%. Кластическая часть, сложенная неокатанными, неотсортированными (0,2–10 мм) обломками, слагает от 20 до 40% породы. Состав этих обломков близок описанным выше обломкам брекчий. Между сидеритовыми породами и брекчиями существуют переходные разновидности, в которых кластическая часть составляет 40–60% породы. В гальках карбонатных пород данной пачки Г.Д. Киреевой определены *Schwagerina* sp., характерные, по ее мнению, для ассельского яруса нижней перми.

Выше, в интервале 2956–3197 м, выделяются темно-серые, почти черные углистые аргиллиты, водорослевые и углистые доломиты с прослоями и линзовидными включениями мелкозернистых полимиктовых песчаников (III пачка). Аргиллиты характеризуются алевро-пелитовой структурой и микросланцеватой текстурой. Они сложены сероцветной микроагрегатной массой, образованной из смеси тонко раздробленных пород и минералов (60%), мелких, ориентированных чешуек гидрослюды и мусковита (7–10%), распыленного углистого

материала и мелкокристаллического кальцита (10–15%). Кластическая часть состоит из мелких (0,02–0,1 мм) зерен кварца и плагиоклазов (10–15%). Отмечаются мелкие обуглившиеся пиритизированные растительные остатки.

Водорослевые доломиты характеризуются тонкой, горизонтально-волнистой слоистостью, присутствием ангидрита и гипса. Сложены мелкими (0,02–0,05 мм) ромбическими кристаллами доломита. В небольшом количестве (3–5%) присутствует мелкозернистый кальцит. Отмечаются остатки водорослей округлой и сгусткообразной формы до 2 мм в поперечнике, сложенных буроватым пелломорфным карбонатным минералом, гипсом и ангидритом (7–10%). Гипс и ангидрит присутствуют часто в виде кристаллов неправильной формы размером 0,2–0,5 мм, рассеянных в породе и составляющих 10–15%.

Углистые доломиты микрозернистые, массивные, переполненные обуглившимися растительными остатками (7–10%). Отмечаются скопления неправильной формы и линзовидные прослои песчаников, сложенных остроугольными обломками кварца, плагиоклазов, кварцитов и чешуек мусковита размером 0,1–0,25 мм. Промежутки между обломками (50%) заполнены скоплениями пелломорфного карбонатного минерала, углистыми частицами и кристаллическим кальцитом. К этим прослоям приурочено повышенное содержание (7–10%) пирита, образующего зерна неправильной формы размером 0,2–0,5 мм. Внутри этих зерен нередко заключены обломки минералов. Порода содержит тонкие (1–2 см) прослои или прожилки, состоящие из листоватых кристаллов ангидрита размером 0,3–0,5 мм.

Пачка II, вскрытая в интервале 2760–2956 м, охарактеризована керном только на глубинах 2768–2776 и 2858–2865 м. Судя по этим образцам керна и данным промысловой геофизики, пачка сложена чередующимися темно-серыми, в верхней части разреза буроватыми известковистыми аргиллитами и полимиктовыми песчаниками. Образцы керна в интервале 2768–2776 м представлены аргиллитами. Образец в интервале 2858–2865 м представлен мелкозернистым песчаником с прерывистыми прослоями серого аргиллита. Кластическая часть сложена угловатыми и корродированными по краям обломками размером 0,1–0,4 мм. Преобладают (80%) обломки мелкопесчаной фракции. Они состоят из кварца, плагиоклазов, кремнистых пород и разложенных чешуек биотита. Часть обломков почти полностью замешена гидроксидами железа, лейкоксеном и хлоритом. Обломки сцементированы кристаллическим кальцитом, составляющим 15–20%. Прослои глин, отмечаемых в песчаниках, сложены слабожелезненным, буроватым, глинисто-гидрослюдистым веществом с тонко рассеянным углистым материалом и мелкими зернами рудных минералов. Примесь алевроитового материала составляет в этих прослоях 2–5%.

Верхняя толща, или I пачка (глубина 2435–2760 м), сложена чередованием преимущественно бурых, реже серых глин, аргиллитов и алевролитов с прослоями песчаников.

В отложениях I пачки Л.С. Поземовой в интервале 2519 и 2325 м был установлен спорово-пыльцевой комплекс, состоящий на 24,5% из спор и на 75,5% из пыльцы.

Из спор доминируют *Leiotriletes microdiscus* K.-M. (aff. *Nevesisporites*) – 21%; споры *Leiotriletes rotundus* Naum. составляют 2%, *Verrucosisporites* sp. – 1,5%. Пыльца представлена в основном родом *Ginkgocycadophytus* sp. – 70%; остальные составляют незначительный процент: *Taenisporites* sp. – 2,5%, *Striatopinites* sp. – 2,0%, *Disaccites* – 0,5%, *Piatysaccus* sp. – 0,5%.

Данный комплекс имеет общие черты (высокое процентное содержание пыльцы *Ginkgocycadophytus* sp., значительное содержание спор *Leiotriletes microdiscus* K.-M. и участие в комплексе пыльцы *Taeniaesporites* и *Striatopinites*) с комплексом из интервала 2111–2115 м скв. Теренкудук-1 и позволяет отнести вмещающие отложения к раннему триасу.

Таким образом, II пачка перекрывается нижнетриасовыми отложениями, а в IV пачке найдена, как указывалось выше, раннепермская фауна. На основа-

нии этого возраст пород III и II пачек может датироваться как ранняя-поздняя пермь. Сероцветные отложения V пачки, имеющие большое сходство с ниже-среднекаменноугольными породами скв. Курганчик 4р (Князев и др., 1970), можно рассматривать как ранне-среднекаменноугольные.

Что касается сопоставления разрезов скв. Жетыбай-25п и Шахпахты-2п, то сероцветные породы, вскрытые в первой скважине под пестроцветными отложениями индского яруса, по литолого-петрографическим признакам могут весьма условно сопоставляться с отложениями V пачки скв. Шахпахты-2п. В таком случае сероцветные доиндские породы Жетыбая, скорее всего, следует датировать как ранний-средний карбон.

Следует указать, что красноцветные, очевидно нижнетриасовые, отложения вскрыты на глубину до 200-30 м в центральной и восточной частях Южно-Мангышлакского массива (Дашкала, Бириджик, Аксаксаул, Тасюк *, Восточный Ассаксаудан, Шахпахтинский *, Косор и др.)¹. Рассматриваемые образования в основном сложены переслаивающейся толщей пестроцветных аргиллитов, алевролитов, песчаников. Несколько аномальным является здесь разрез скв. Косор, пробуренной в восточной части Шахпахтинской ступени. Здесь, в верхней части доюрских отложений, на глубинах 2541-2544 м были вскрыты сероцветные песчаники, ниже которых располагается пачка конгломератов. Конгломераты, по данным О.А. Карцевой, красновато-бурые, состоящие из угловато-окатанной гальки красного, черного и коричневого цвета, размером от 1 мм до 3 см. Обломки сцементированы песчаным и глинисто-гидролюдиисто-железистым материалом, составляющим 20-25% породы. Тип цемента - поровый и базальный. Состав галек довольно однообразен.

Интересные сведения об источниках сноса для красноцветных верхнепермско-триасовых толщ как Северо-Устьюртского, так и Южно-Мангышлакского (восточная часть) срединных массивов были получены при изучении вещественного состава кластической части песчаников, гравелитов и конгломератов. Оказалось, что источниками сноса рассматриваемых образований в основном служили толщи эффузивов разнообразного состава, карбонатных и кремнистых неметаморфизованных пород, хлоритовых и серицитовых песчаников (филлитов), а также кварцитов, кварц-мусковитовых, кварц-биотитовых, эпидот-актинолитовых и других метаморфических сланцев высокой степени метаморфизма (данные О.А. Карцевой).

Гальки наиболее древних пород, представленных кварцитами, кварц-мусковитовыми и эпидот-актинолитовыми сланцами, в небольшом количестве (1-7%) установлены среди верхнепермско-нижнетриасовых отложений в разрезах скв. Куаныш, 1 и 2 Восточный Харой, Байтерек-2 и Коссор-1. Те же обломки, а также угловато-удлиненные зерна кварца, листочки биотита, мусковита и хлорита, образовавшиеся при их разрушении, более широко распространены (7-20%) среди песчано-алевритового материала почти всех разрезов данной толщи. В разрезе скв. Теренкудук-2 встречаются песчаники графит-хлорит-серицитовых сланцев, сходных с метаморфическими сланцами, встреченными в скв. Коскала-1. На основании высокой степени метаморфизма указанных галек и песчано-алевритового материала (биотит-хлоритовая субфация зеленых сланцев и эпидот-амфиболитовая фация) можно предположить их докембрийский возраст². Это предположение подтверждается рифейским возрастом метаморфических сланцев (установленным К-Аг методом), вскрытых в скв. Курганская-1.

Хлоритовые и серицитовые песчаники (филлиты), встреченные среди галек скв. 1 и 2 Восточный Харой, возможно, близки по возрасту метаморфизован-

¹ Звездочкой отмечены скважины, в разрезах которых установлен нижнетриасовый спорово-пыльцевой комплекс.

² Породы, метаморфизованные в подобных фациях метаморфизма, В.С. Князев и др. (1970) относят к докембрию.

ным конгломератам, гравелитам и песчаникам Айбугирского поднятия (скв. 93, 94, 95 и 146), условно отнесенным В.С. Князевым и др. (1970) к силуру.

В гальках скв. 1 и 2 Восточный Харой и Байтерек-2 встречаются мраморовидные известняки. Сходные породы девонского возраста обнаружены скв. Кокбахты-1 в пределах Центрально-Устьюртской зоны варисцид.

В составе гравелитов, вскрытых скв. Восточный Харой-1, Куаныш-7, Коссор-1, широко распространены (от 10-15 до 80-90%) обломки микрозернистых кремнистых пород. Часть из них, видимо, является перекристаллизованной основной массой кислых эффузивов. Среди обломков кремневых пород нередко встречаются обломки, содержащие спикулы кремнистых губок, в чем проявляется их сходство с нижне-среднекаменноугольными кремнистыми породами, вскрытыми скв. Курганская-4. Гальки карбонатных пород присутствуют почти повсеместно в толще верхнепермско-нижнетриасовых отложений. Они представлены разнокристаллическими участками, мраморизованными известняками с остатками фауны¹ и микрокристаллическими известняками, которые характеризуются слабой, но более равномерной раскристаллизацией основной массы породы. Последние образуют прослои известняковых гравелитов в терригенной толще верхней перми-нижнего триаса скв. Токубай-1 и Уру-1. В гальках карбонатных пород найдены перекристаллизованные *Archaeodiscus* ex gr. *krestovnikova* Raus. (скв. Восточный Харой-1) и *Eostaffella* sp., *Enotothyra* sp. (скв. Аламебек-3), свидетельствующие, по заключению Е.Г. Миняевой, о раннекаменноугольном возрасте вмещающих отложений.

Углистые аргиллиты, присутствующие в небольшом количестве среди песчаных частиц, очевидно, также образовались в результате разрушения как нижне-среднекаменноугольных, так и нижнепермских пород. Углистые аргиллиты установлены в толще нижне-среднекаменноугольных отложений (скв. Курганчик-4) и каменноугольно-нижнепермских (3%) пород, вскрытых скв. Байтерек-2 и Приозерная-2.

Наиболее распространены в составе кластической части рассматриваемых образований эффузивы преимущественно кислого (20-55%), реже основного и среднего состава, образовавшиеся, скорее всего, за счет разрушения средне-верхнепалеозойских вулканитов. Высокое содержание (20-25%) обломков основных и средних эффузивов установлено в разрезах скв. Байтерек-2 и Восточный Харой-1. К западу и югу их количество резко снижается. Так, в разрезе скв. 1 и 2 Теренкудук эти обломки составляют 5-7%, а в разрезе скважин Куанышской площади они вообще отсутствуют.

В составе кластической части рассматриваемых образований нередко содержится примесь пирокластического материала. В разрезах скважин Чурукской, Куанышской и Арыстановской площадей обломки вулканического стекла (рогульчатой, серповидной, клинообразной и других форм) и вулканических шлаков с пористой структурой составляют от 3-5 до 30-55%. К числу пирокластических частиц, возможно, относятся также идиоморфные кристаллы калиевых полевых шпатов и плагиоклазов с ненарушенными первоначальными гранями кристаллов, угловато-оплавленные зерна кварца с заливообразными углублениями по краям и обломки ожелезненного и хлоритизированного вулканического стекла неопределенной, ступкообразной формы, которые встречаются довольно часто во многих разрезах. Проявления кислого эффузивного магматизма в указанное время подтверждаются присутствием пирокластических пород кислого состава в разрезах скв. Арыстан-7п и Каракудук-1. Триасовый возраст красноцветной вулканогенно-осадочной толщи скв. Арыстан-7п доказан спорово-пыльцевыми комплексами.

В разрезе рассматриваемых образований повсеместно встречаются катуны и угловатые гальки бурых аргиллитов, образованных в результате размыва и

¹ Эти известняки литологически близки каменноугольно-нижнепермским карбонатным породам, вскрытым скв. Каракудук-1.

одновременного переотложения верхнепермско-нижнетриасовых пород. В толще данных пород скв. Восточный Харой-1 и Аламбек-3 встречены прослой катун, сложенных бурими пермо-триасовыми аргиллитами и алевролитами.

Вышесказанное позволяет сделать вывод о том, что в позднепермско-раннетриасовое время основными источниками сноса служили массивы верхнепалеозойских эффузивных и пирокластических, каменноугольно-нижнепермских карбонатных и кремнистых пород, а также докембрийских метаморфических сланцев и кварцитов. Менее значительную роль в образовании данной толщи играли граниты, мраморизованные известняки, углистые аргиллиты и слабометаморфизованные терригенные породы. Поступление кластического материала, по мнению В.С. Князева и др. (1970), происходило в основном с востока, с территории современных Кызылкумов, а также с Урала и с Каракумов. С этим можно согласиться, если принять во внимание, что в позднепермско-раннетриасовое время вся Центрально-Устюртская зона варисшид, а также Байтерекский, Коскалинский и Сарыкамышский выступы фундамента служили источниками сноса и поставляли весьма значительную часть обломочного материала. Следует также учитывать, что обломочный материал хотя довольно отсортирован, однако плохо окатан, за исключением галек. Это свидетельствует об отсутствии длительного переноса и переотложения. Среди песчано-алевритового материала наиболее окатаны обломки метаморфических сланцев и кварцитов. Поступление обломков карбонатных пород главным образом из местных источников сноса почти не вызывает сомнения. Это следует из широкого распространения мало устойчивых обломков не только в составе песчано-алевритового материала, но и среди галек.

Каракумо-Байсунский массив

Эпигеосинклинальные палеозойско-триасовые образования Каракумо-Байсунского массива вскрыты ограниченным числом скважин по его северной и южной периферии, а также на площади Центрально-Каракумского свода. Среди них выделены терригенно-карбонатные нижне-среднекаменноугольные, вулканогенно-осадочные каменноугольно-нижнепермские, терригенные красноцветные верхнепермско-нижнетриасовые и осадочно-вулканогенные триасовые образования.

Нижне-среднекаменноугольные отложения вскрыты скв. Курганчик-40 в Дарьялык-ДAUDанском прогибе, скв. 1, 2, 3 Сарыкамыш и Койкырлан-3 в северной части Каракумо-Байсунского массива, скв. Восточный Ербент-313 - на южном склоне Центрально-Каракумского свода.

В скв. Курганчик-4р рассматриваемые отложения залегают под толщей средних и основных пирокластических пород предположительно позднекаменноугольно-раннепермского возраста и представлены аргиллитно-карбонатно-вулканогенной толщей, вскрытая мощность которой 281 м¹. В разрезе этой толщи В.С.Князев и другие исследователи выделили пачки (рис. 15), характеризующиеся различными взаимоотношениями эффузивных и терригенно-карбонатных пород. Эффузивно-осадочные породы, представленные кислыми туфами, туфопесчаниками и туфогравелитами, приурочены в основном к нижней части разреза (II, III, IV пачки). Карбонатно-терригенные отложения (переслаивающиеся черные и темно-серые слоистые углисто-глинисто-кремнистые известковистые аргиллиты и органогенно-шламовые известняки) распространены в верхах разреза (IV пачка).

Нижне-среднекаменноугольные отложения, вскрытые к северу от Центрально-Каракумского свода на площадях Нурумгур, Сарыкамыш и Койкырлан непосредственно под юрскими осадками, сложены углистыми аргиллитами, местами известковистыми и мелкоалевритистыми.

¹ В.С.Князев и др. (1970) определяют мощность толщи в 418 м, однако ее верхнюю часть (2175-2316 м) мы относим уже к верхнекаменноугольно-нижнепермским образованиям.

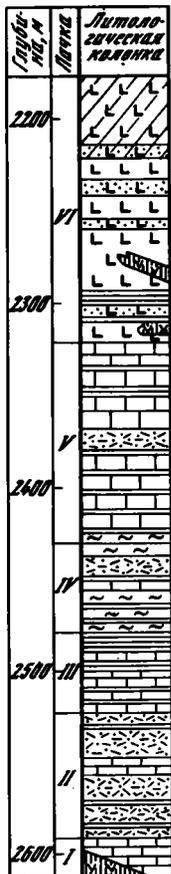


Рис. 15. Разрез доюрских образований скв. Курганчик-4 (по Князеву и др., 1970)

1 - дайки секущих порфиритов; 2 - лавы среднего и основного состава; 3 - туфы и туфолавы среднего и основного состава; 4 - песчаники, туфопесчаники и туфы кислого состава; 5 - витрокластические туфы; 6 - известняки; 7 - сланцы; 8 - зона гумидного выветривания и лимонитизации

На южном склоне Каракумского свода к нижне-среднекаменноугольным отложениям В.С. Князевым отнесены углисто-глинисто-кремнистые, серицит-гидрослюдистые, кремнистые, в различной степени карбонатные аргиллиты, содержащие прослой среднезернистых, реже мелкозернистых песчаников, органогенно-детритусовых, углистых известняков и спилкулы кремневых губок, вскрытые скв. Восточный Ербент-313 и Атасары-2. Указанные породы окрашены в темно-серые, почти черные, реже серые тона; в них, по Н.Б. Гибшман, определены фораминиферы, характерные для московского яруса среднего карбона.

Верхнекаменноугольно-нижнепермские вулканогенно-осадочные образования вскрыты в северо-восточной части Каракум-Байсунского массива вблизи зон ограничивающих его разломов (площади Ачак, Октябрьская, Хорезм, Курганчик), а также в пределах Центрально-Каракумского свода (скв. 3, 11, 12 и 13 Дарваза). Рассматриваемые образования характеризуются чрезвычайно быстрым составом. Каких-либо четких закономерностей в смене кислых, средних и основных лав

как по размеру, так и по площади пока не установлено. Так, в скв. 11 и 18 Ачак (Карцева, Мавыев, 1970) и в скв. Хорезм-1 (по Х.У. Узанову и В.Н. Полякову) они представлены в основном красновато-бурыми, вишнево-коричневыми, темно-серыми и буровато-серыми базальтовыми, трахибазальтовыми, андезитовыми и трахиандезитовыми порфиритами, а также туфами и туфолавами того же состава. В скв. Курганчик-4 - это средние и основные вулканические и осадочно-пирокластические образования. В скв. 1, 2 Октябрьская субсвектные эффузивы сложены липаритовыми порфирами и их туфами (Шебуева, Карцева, 1970), а в скв. 3, 11, 12 и 13 Зеягли-Дарваза - кислыми разностями и их туфами (Шнип, 1964; Князев и др., 1970).

Возраст вулканитов определяется как позднепалеозойский (скорее всего, поздний карбон-ранняя пермь) на том основании, что в скв. Курганчик-4 они подстилаются фаунистически охарактеризованными нижнекаменноугольными сланцами. Кроме того, установлен абсолютный возраст эффузивов, вскрытых Хорезмской скважиной (Х.У. Узанов и В.Н. Поляков), - 275 млн. лет (пермь).

Мощность рассматриваемых образований, определенная по скважинам, превышает 1000 м.

Судя по результатам бурения, можно предположить, что эффузивы как по разрезу, так и по площади замещаются красноцветными молассами, поэтому установить зоны их преимущественного развития довольно трудно. Это отчасти связано с отрывочным характером данных бурения, а также с тем, что кислые и средние эффузивы этой области не находят столь четкого отражения в магнитном поле, как основные эффузивы северной и северо-восточной части Туранской плиты.

Верхнепермско-нижнетриасовые терригенные отложения вскрыты всего несколькими скважинами на площадях Ачак, Жоксакыр в северной части Каракумо-Байсунского массива и площади Бахардок в 50 км южнее Центрально-Каракумского свода. Это красноцветные песчано-аргиллитовые породы, практически не отличающиеся от одновозрастных толщ Северо-Устюртского массива.

На крайнем юге Туркмении в последние годы вскрыты самые верхние эпигеосинклинальных квазиplatformенных образований Каракумо-Байсунского массива. В скв. Кагазли, по данным В.С. Князева, под юрскими осадками в интервале 2550-3200 м вскрыты две резко различные по составу толщи. Нижняя из них (2635-3200 м) сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами, в составе которых преобладают серые и фиолетово-серые базальтовые и андезитовые порфириты и их туфы, реже встречаются кислые разности и вулканомиктовые гравелиты. Верхняя толща (2550-2635 м) представлена однообразными темно-серыми серицит-углисто-гидрослюдисто-кремнистыми аргиллитами с микропрослоями алевролитов. Эти породы дислоцированы, углы наклона слоев достигают 40-45°. В одном из образцов аргиллитов, по данным В.С. Князева и др. (1972), обнаружена *Halobia superba* Mojs., позволяющая отнести вмещающие породы к карнийскому ярусу верхнего триаса.

В скв. Карабиль, в 75 км восточнее описанного выше разреза, под меловыми осадками в интервале 2537-2648 м вскрыты полимиктовые слоистые алевролиты темно-серые, углистые, глинистые, с углами падения до 30-70°, подстилающиеся толщей черных углисто-гидрослюдисто-кремнистых аргиллитов (2644-2648 м).

В скв. Курухбели также под меловыми осадками наблюдалась однообразная толща сероцветных кварцитоидных песчаников (2486-2633 м) с прослоями темно-серых аргиллитов. Песчаники серые, мелкозернистые, кварцево-кремнисто-халцедоновые, кварцево-полимиктовые. Цемент песчаников (10-15% породы) - серицитовый, лимонито-гематито-лейкоксоновый и кальцитовый порового типа, кварцевый регенерационный.

Возраст терригенных отложений, вскрытых скв. Карабиль, Курухбели и Кагазли (верхняя пермь), на основании находок в них карнийских аммонитов и сопоставления с триасовыми разрезами Афганистана (Браташ и др., 1970) В.С. Князев определяет как карнийский.

Вулканогенные породы, вскрытые под терригенными отложениями в скв. Кагазли, В.С. Князев относит к нижне-среднетриасовым, параллелизуя их с нижне-среднетриасовыми вулканитами, выполняющими бортовые зоны ряда триасовых прогибов Северного Афганистана (Браташ и др., 1970).

Верхний палеозой и нижний триас варисийских складчатых зон

В Центрально-Устюртской зоне эти отложения распространены в южной ее части и вскрыты на Хоскудукской, Северо-Тасюкской и Урринской площадях. Верхнепермско-нижнетриасовые породы сложены переслаивающейся красноцветной толщей аргиллитов, алевролитов и песчаников, в общем аналогичных по составу и строению одновозрастным образованиям Северного Устюрта. Различия заключаются, во-первых, в несколько большей уплотненности отложений в пределах Центрально-Устюртской зоны (Князев и др., 1970). Кроме того, в кластической части Урринского разреза отмечается значительное увеличение (до 30-40%) обломков калиевого полевого шпата, что, видимо, указывает на близость источников сноса, которыми могут служить гранитоидные породы Центрально-Устюртской зоны. Максимальная мощность этих отложений по сейсмическим данным не превышает 1000 м.

Эпигеосинклинальные верхнепалеозойско-триасовые образования Туаркырской зоны обнажены в Туаркырском инверсионном грабене (Андрусов, 1889; Вистелиус и др., 1953; Курбатов, 1956). Здесь обнажается мощная (4000 м)

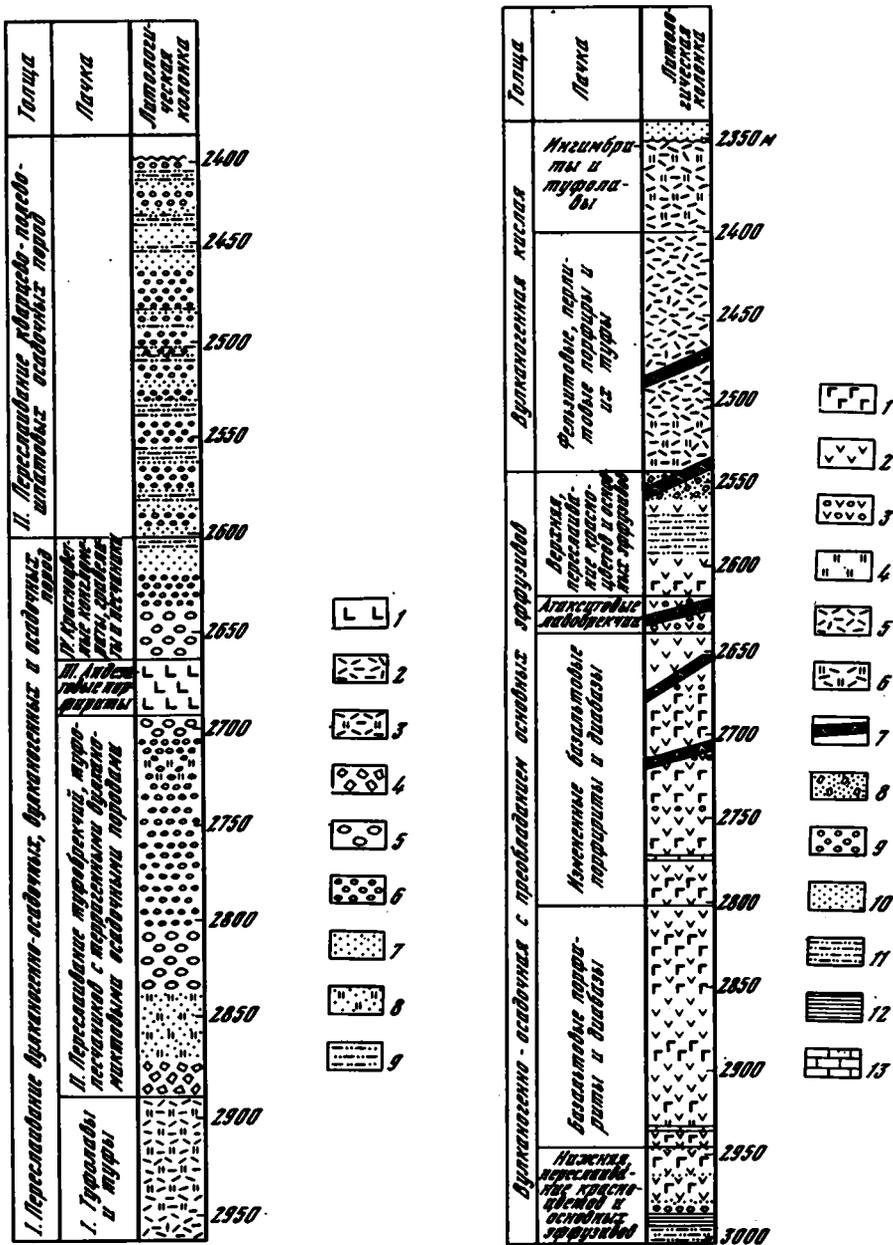


Рис. 16. Разрез доюрских образований скв. Джамал (по Князеву и др., 1970)

1 - андезитовые порфириты; 2 - туфолавы липарито-дацитовые; 3 - туфы липарито-дацитовые; 4 - туфобрекчия; 5 - конгломераты вулканомиктовые; 6 - вулканомиктовые гравелиты и туфогравелиты; 7 - песчаники; 8 - туфо-песчаники; 9 - алевролиты

Рис. 17. Разрез доюрских образований скв. Модар (по Князеву и др., 1970)

1 - микродиабазы; 2 - базальтовые и андезито-базальтовые порфириты; 3 - лавобрекчия; 4 - туфы кислых эффузивов; 5 - кислые эффузивы; 6 - туфолавы и ингимбриты; 7 - дайки микродиабазов; 8 - вулканомиктовые брекчии; 9 - гравелиты; 10 - песчаники; 11 - алевролиты; 12 - аргиллиты; 13 - известняки

толща преимущественно красноцветных терригенных пород, содержащих пачки и прослой грубых туфогенных конгломератов. В 900 м выше подошвы рассматриваемых отложений В.С. Князевым и др. (1970) обнаружены розовые и коричнево-красные туфы. В верхней части разреза найдены аммониты оленекского яруса (Кипарисов, Курбатов, 1952); средняя и нижняя части разреза условно отнесены к верхней перми.

Несколько другого типа красноцветные образования вскрыты в пределах Туаркырской зоны скважинами на площадях Джамал и Модар. Первая из них, пробуренная юго-юго-восточнее Туаркырского вала вблизи разлома, вскрыла, по данным Н.Ч. Мавыева и И.М. Кубасова (1970), в интервале 2398–2956 м разрез красноцветных пород, состоящий из двух толщ: нижней – вулканогенно-осадочной и верхней – песчано-гравелитовой (рис. 16). В нижней толще Н.Ч. Мавыевым выделено четыре пачки, сложенные светло-серыми с сиреневым оттенком туфами и туфолавами липарит-дацитового состава (I пачка), переслаиваемыми вулканомиктовыми песчаниками и алевролитами с туфобрекчиями (II пачка), андезитовыми порфиритами (III пачка) и красноцветными конгломератами, гравелитами и песчаниками (IV пачка). Верхняя толща сложена пестроцветными кварц-полевошпатовыми гравелитами, песчаниками и, реже, алевролитами, представляющими делювиально-элювиальную дресву гранитов.

В.С. Князев и др. (1970) сравнивают нижнюю толщу с разрезами Туаркыра, на основании чего датируют ее поздней пермью-ранним триасом. Однако разрез Джамальской скважины по сравнению с разрезом Туаркыра содержит гораздо большее количество вулканического материала (это подчеркивают В.С. Князев, Н.Ч. Мавыев и др.), что позволяет нам сопоставлять его с субсеквентными верхнекаменноугольно-нижнепермскими эффузивами, развитыми по северо-восточной окраине Каракумо-Байсунского массива (Буш, Гарешкий, Кирюхин, 1971).

Разрез, нацело сложенный вулканическими породами, вскрыт на крайнем юге Туаркырской системы, на площади Модар (рис. 17).

Изложенное показывает, что формации эпигеосинклинального палеозойского комплекса Туранской плиты и ее обрамления можно объединить в два формационных комплекса, существенно различных по режиму образования. Первый из них – орогенный в понимании Н.П. Хераскова (1967) – обнимает всю группу порфировых формаций и красноцветные континентальные молассы (зачастую соленосные). Этот комплекс образуется на ранних стадиях развития массивов (девон Казахстано-Тянь-Шаньского массива) и на завершающей палеозойской стадии замыкания варисийских геосинклиналей (верхний палеозой). В последнем случае многие из его формаций занимают телеорогенное положение и уходят далеко в стороны от орогенирующих варисийских геосинклинальных систем (можно сравнить с положением пермских красноцветов в восточной части древней Русской плиты).

Второй формационный комплекс мы предпочитаем называть квазиplatformенным (он отвечает, очевидно, лишь части катаplatformенных формаций Н.П. Хераскова). Этот комплекс объединяет карбонатные и морские сероцветные терригенные формации среднего-верхнего девона и нижнего карбона центральных частей крупных древних массивов и формируется преимущественно в средние стадии развития каледонских массивов. На байкальских массивах в этот комплекс, вероятно, входят и более древние осадки, начиная с нижнего палеозоя.

СТРУКТУРА ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА
ПАЛЕОЗОЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ

Как и в предыдущих главах, описание структуры эпигеосинклинального комплекса палеозоя-триаса начнем с наиболее изученных районов Казахстано-Тянь-Шаньского массива.

КАЗАХСТАНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКИЙ МАССИВ

В эпигеосинклинальных палеозойских образованиях Казахстано-Тянь-Шаньского массива выделяются четыре структурных этажа, различающихся набором характерных для них структурных элементов (таблица) и структурным планом. Эти этажи соответствуют рассмотренным выше стратиграфическим комплексам: ниже-среднедевонскому, средне-верхнедевонскому, нижнекаменноугольному и верхнепалеозойскому.

Нижне-среднедевонский структурный этаж

Среди структур этого этажа в качестве наиболее крупных элементов установлены краевые вулканические пояса: Центрально-Казахстанский (Богданов, 1959), Убаганский и Кураминский (Буш, Гарецкий, Кирюхин, 1971). Наиболее изучен Центрально-Казахстанский вулканический пояс, особенно в его Сарысу-Тенизском и Карагандинском секторах (Богданов, 1959; Богданов и др., 1960; Четверикова, 1966; Мазарович и др., 1971; Тихомиров, 1971), а также в Прибалхашье и Чу-Илийских горах (Маркова, 1961; Токмачева, 1971).

Центрально-Казахстанский краевой вулканический пояс (рис. 18) на рассматриваемой территории сопровождает внешний край варисцид Джунгаро-Балхашской системы на значительном от него удалении (50-100 км), залегая целиком на каледонском фундаменте и наследуя позднеордовикские и силурийские прогибы (Западно-Балхашский, Конский и Илийский). От варисцид вулканический пояс был отделен цепью краевых поднятий, тянувшейся от Южно-Джунгарского антиклинория через Южное Прибалхашье к Новалы-Кызылэспинскому, Актау-Моинтинскому и Атасуйскому антиклинориям. В пределах рассматриваемой части пояса выделяются крупные по площади (до 15 000 км²) участки, занятые вулканическими накоплениями повышенной (до 2000-4000 м) мощности, и разделяющие их территории, где мощность вулканических толщ не превышает 1000-1500 м. К числу подобных вулканических впадин, описанных впервые в 1961 г. Н.Г.Марковой как "девонские наложенные впадины", можно отнести Ащилинскую в восточной части Сарысу-Тенизского водораздела, Северо-Бетпак-Далинскую и Беркутинскую впадины в Западном Прибалхашье, Дзельтаускую впадину в Чу-Илийских горах. Наиболее четко эти впадины выделялись во время накопления порфировой формации, характерной для главной или зрелой стадии развития вулканического пояса (Буш, Гарецкий, Кирюхин, 1971). Впадины, где накапливались вулканические толщи, были окружены поднятыми каледонскими складчатыми сооружениями, подвергавшимся интен-

сивному размыву и поставлявшими грубый обломочный материал, особенно в начале стадии (в раннем девоне). Во время накопления "порфировых толщ" поступление аллохтонного материала резко падает.

Вулканические впадины времени образования "порфиритовых" и "порфировых" толщ не всегда совпадали друг с другом. Так, в Чу-Илийских горах наиболее мощные (до 3500 м) накопления "порфиритовой" толщи (коккасская свита) обнаружены в их юго-восточной части, где "порфиритовая" толща (карасайская свита) почти не образовывалась. Главным ареалом последней являются северо-западная и центральная части Чу-Илийских гор, где мощность "порфиритовых" толщ достигает 3000 м при мощности "порфиритовых" до 1000 м. Такое же явление отмечается и в Северо-Западном Прибалхашье. Лишь в Северо-Бетпак-Далинской и Ашилинской впадинах области максимальной мощности обеих вулканических толщ совпадают. Поперечная зональность в структуре вулканического пояса, подобная зональности Карагандинского сектора, в раннем-среднем девоне пока не обнаружена.

К концу ранне-среднедевонской стадии вулканические впадины представляли собой двояковыпуклые "линзы". Геосинклинальный фундамент был значительно прогнут, а в рельефе они выражались в виде вулканических нагорий, поставляющих обломочный материал на прилегающие территории. Основные ареалы среднедевонского интрузивного гранитоидного магматизма приурочены к периферическим частям вулканических впадин и к разделявшим их относительным и абсолютным поднятиям. Среди интрузий преобладают межформационные тела типа гарполитов; на Бурунтавском поднятии интрузии, возможно, характеризуются батолитообразной формой.

Современная структура впадин рассматриваемой части Центрально-Казахстанского вулканического пояса сформирована тектоническими дислокациями конца девона и среднекаменноугольной эпохи. Это относительно пологие ($15-30^{\circ}$), обычно брахиформные антиклинали и синклинали, иногда (Сарысу-Тенизский водораздел) грабен-синклинали и горст-антиклинали крупных размеров (десятки километров в длину, 5-10 км в ширину). Лишь в зонах крупных разрывов отмечаются фрагменты линейных складок, где пласты наклонены под углами $45-70^{\circ}$. Современная складчатая структура ниже-среднедевонских формаций не совпадает с их "конседиментационной" структурой, определявшейся расположением групп вулканических аппаратов с нагромождениями лавовых и игнимбритовых покровов, грубых туфов и субвулканических интрузий, между которыми располагались участки, заполнявшиеся тонкими туфами, туфогенно-осадочными породами и продуктами размыва склонов вулканических сооружений. По данным С.Г.Тохмачевой (Геология СССР, 1971в), вулканические узлы либо характеризуются большой мощностью пород, сравнимой с мощностью туфогенно-осадочных накоплений между ними (Джельтауская впадина), либо резко уступают в мощности последним (Каргабулакский, Мынаральский вулканические узлы карасайской свиты в Западном Прибалхашье). Последнее явление, возможно, связано с глубоким размывом вулканических сооружений, так как оно не наблюдается в более молодых континентальных вулканических толщах.

Убаганский краевой вулканический пояс изучен бурением в пределах Убаганского поднятия. Вулканические толщи девона заполняют здесь удлиненный прогиб, открывающийся в сторону варисцид Урала. Данные бурения показывают, что мощность этих толщ растет с востока на запад от 300-400 м до величин в первые тысячи метров. Вулканогенный девон образует крупные брахиформные складки с наклоном крыльев в $20-30^{\circ}$ (Геология СССР, 1971б).

Столь же ограничены сведения о структуре девонского Кураминского вулканического пояса, обнаженного лишь фрагментарно из-под более молодых образований. Вероятнее всего, что девонские вулканогенные толщи также заполняют здесь пологий прогиб, открывающийся в сторону варисцид Южного Тянь-Шаня. Современная структура девонских толщ обусловлена более молодыми движениями и для девонского этапа не показательна.

С краевыми вулканическими поясами ассоциируются весьма своеобразные структурные элементы, сложенные красноцветными обломочными толщами

Таблица

Классификация эпигеосинклинальных палеозойских структур Казахстано-Тянь-Шаньского массива (в скобках приведены характерные примеры)

Структурный этап	Типы структур	Структуры		
		I порядка	II порядка	III порядка и локальные
1	2	3	4	5
D ₁₋₂	Периферические орогенные	Краевые вулканические пояса (Центрально-Казахстанский)	Вулканические впадины (Северо-Бетпак-Далинская, Дельта-уская)	-
			Невулканические молассовые впадины (Восточно-Бетпак-Далинская)	-
	Внутренние орогенные	-	Вулканические впадины (Аральская)	-
			Межгорные молассовые впадины (Джезказганская)	-
Геосинклинальные	-	Пригеосинклинальные впадины (Акжал-Аксоранская)	-	
D ₂₋₃	Периферические орогенные	-	Вулканические впадины (Ортауская)	-
	Периферические квазиплатформенные	Краевые поднятия (Убаганское)	-	-
	Внутренние орогенные	Системы внутренних молассовых впадин	Межгорные впадины (Жаксыконская, Шагырлинская)	Наложённые мульды
			Предгорные впадины (Восточно-Бетпак-Далинская, Каратауская)	-
	Внутренние квазиплатформенные	-	-	Вулканические базальтовые мульды (Боомская)
Квазисинеклизы (Южно-Тургайская)			-	

C ₁₋₂	Геосинклинальные	-	Пригеосинклинальные впадины (Кураминская)	-
	Периферические орогенные	Краевые вулканические пояса (Валерьяновский)	-	Горст-антиклинали, грабен-синклинали, брахиантиклинали, брахисинклинали
	Периферические квазиплатформенные	Краевые поднятия (Убаганское)	-	Антиклинали, синклинали
	Внутренние орогенные	-	Межгорные впадины (Шамсинская)	Мульды, антиклинали
			Предгорные впадины (Кокиримско-Сонкульская, Восточно-Бетпак-Далинская)	Мульды, антиклинали
	Внутренние квазиплатформенные	Квазисинеклизы (Чу-Сарысуйская, Тенизская)	Центральные поднятия (Тастинское)	Валы, мульды, антиклинали, брахисинклинали, соляные купола
		Поднятия (Кокчетавское)	-	Наложённые мульды
		-	-	Наложённые мульды (Кызыл-киргирская, Мийкайнарская, Беркутинская)
		Складчатые зоны (Сарысу-Тенизская, Каратауская)	-	Брахисинклинали, брахиантиклинали, горст-антиклинали, грабен-синклинали
	Геосинклинальные	-	Пригеосинклинальные впадины (Валерьяновская)	-

Таблица (окончание)

1	2	3	4	5
PZ ₃ на массиве	Периферические орогенные	Краевые вулканические пояса (Илийский)	Вулканические впадины (Сарыозекская)	Вулкано-тектонические мульды, грабены, горст-анти- клинали, горсты
		-	-	Наложённые впадины
	Внутренние квазиplat- форменные	Квазисинеклизы (Чу-Сары- суйская, Тенизская)	Центральные поднятия (Тастинское)	Валы, брахиантиклинали
			Периферические впадины (Джез- казганская, Муюнкумская)	Мульды
		-	-	Наложённые впадины и при- разломные впадины
		-	-	Вулканические базальтовые мульды
Геосинклинальные	-	Пригеосинклинальные флишево-мо- лассовые впадины (Джамандаван- ская)	Синклинали, антиклинали	
PZ ₃ на варис- сидах	Вулканические орогенные	Краевые вулканические пояса (Прибалхашский)	Вулканические впадины (Токрауская)	Мульды проседания, горст-антиклинали
		-	-	Внутренние вулканические впадины
	Молассовые орогенные	-	-	Наложённые впадины

молассового облика. Эти впадины, которые можно именовать "перивулканическими", прослеживаются узкой полосой между внутренним краем вулканического пояса и поднятиями внутренних частей Казахстано-Тянь-Шаньского массива. Заполняющие их красноцветные конгломерато-песчаные молассы сложены продуктами размыва каледонских поднятий, а также (преимущественно в верхах разреза) продуктами разрушения вулканических нагорий краевых поясов. В сторону вулканического пояса молассовые разрезы фациально замещаются вулканогенными. Граница между ними обычно постепенная.

Среди перивулканических впадин на Сарысу-Тенизском водоразделе выделяется Талдысайская с мощностью осадочного заполнения свыше 2300 м. Внутренняя ее структура переформирована молодыми движениями. Далее полоса терригенных разрезов (преимущественно нижней, "порфиритовой" толщи) тянется через Теректинское поднятие вдоль юго-западного борта Северо-Бетпак-Далинской впадины в район Чуйской глыбы. Здесь выделяется Восточно-Бетпак-Далинская впадина, заполненная преимущественно песчаными красноцветными толщами коктаасской и карасайской свит. Для впадины характерна резкая асимметрия: близ Джалаир-Найманской зоны и Бурунтавского поднятия, служивших, по-видимому, главными источниками сноса, ее глубина достигает почти 5000 м, на удалении от них к юго-западу она сокращается до 2000 и 1000 м. На юго-западном крыле впадины располагался Курманшитинский вулканический узел карасайской "порфириковой" свиты. Такая структура позволяет считать Восточно-Бетпак-Далинскую впадину компенсационным предгорным прогибом. Юго-восточное окончание впадины располагалось к югу от Джельтауского гранитного массива, где мощность песчаников и конгломератов коктаасской свиты достигает 2000 м.

Небольшая впадина, выполненная туфогенно-терригенной толщей кугалинской свиты мощностью до 1300 м, вытянута в северо-восточном направлении вдоль Кураминского вулканического пояса. Ее также можно отнести к категории перивулканических впадин.

Во внутренних частях Казахстано-Тянь-Шаньского массива развиты вулканические и молассовые внутренние впадины. Вулканические внутренние впадины сосредоточены в каледонидах Северного Тянь-Шаня, где Казахстано-Тянь-Шаньский массив резко сужается. Они приурочены к глубинным разломам, ограничивающим эвгеосинклинальную Киргизско-Терскейскую зону. Так, Аральская впадина заложена вдоль Сусамырского разлома и следует вдоль границы Макбальского поднятия и Карабалтинской геосинклинали. Северо-Киргизская впадина тяготеет к границе Муюнкумского массива с Киргизско-Терскейской зоной, а Иссык-Кульская - к границе этой зоны с Иссык-Кульским массивом.

Внутренние вулканические впадины имеют удлиненную форму; мощность заполняющих их вулканических толщ не превышает 2000 м. Из них Аральская впадина в южной обнаженной части расчленена в настоящее время на ряд узких грабенов, зажатых в зоне Сусамырского разлома. Северная ее часть (Аральская мульда) и обнаженные в предгорьях Киргизского Алатау части Северо-Киргизской впадины обладают пологими ($15-30^{\circ}$) брахиформными складчатыми структурами. Строение Иссык-Кульской впадины неясно, так как она почти полностью закрыта более молодыми осадками. Можно полагать, что в наиболее существенных чертах своей палеотектоники внутренние вулканические впадины близки к вулканическим впадинам Центрально-Казахстанского пояса, отличаясь от них значительно меньшим количеством терригенного материала в заполняющих их образованиях.

По данным В.А.Голубовского (1971), вдоль восточной границы Улутауского массива выделяется межгорная Джездинская впадина. Мощность заполняющей ее песчаной пестроцветной молассы достигает 2800 м. Структура ее неясна в связи с фрагментарной обнаженностью.

Во внутренних частях Казахстано-Тянь-Шаньского массива имеются также небольшие приразломные впадины и грабены, заполненные вулканогенными и вулканогенно-терригенными накоплениями нижнего девона мощностью не свыше

1000 м. Такие структуры установлены на севере, в Кокчетавском поднятии, и в Улутау (Голубовский и др., 1971; Михайлов, 1969). Известны они и на юге массива в горах Кендыктас, в Заилийском Алатау, в Большом Каратау (Геология СССР, 1971в). Те же "порфириновая" и "порфировая" толщи общей мощностью свыше 2000 м, обнаруженные в хр. Кетмень М.А.Касымовым и др. (1969), заполняя, вероятно, структуру, переходную между приразломным грабеном и вулканической впадиной внутреннего типа.

Выделяется еще один тип своеобразных структур, которые можно называть перигеосинклинальными впадинами. Они сложены морскими терригенными девонскими формациями геосинклинального типа и расположены на внешней стороне полосы краевых поднятий, заходя туда из варисийской Джунгаро-Балхашской системы. Такие впадины установлены в западной и восточной частях Южно-Джунгарского антиклинория и в Акжал-Аксоранской зоне разломов. Они представляют собой аллохтонные для Казахстана-Тянь-Шаньского массива структуры и рассматриваться специально не будут.

Средне-верхнедевонский структурный этаж

Краевые вулканические пояса в средне-верхнедевонском этаже в качестве структурных элементов первого порядка уже не выделяются. Такими элементами в рассматриваемом этаже могут быть названы системы внутренних молассовых впадин и своеобразные крупные пологие погружения, которые можно именовать квазисинеклизами.

Центрально-Казахстанский краевой вулканический пояс на средне-позднедевонской стадии завершает свое развитие. От него остаются лишь изолированные вулканические впадины, заполненные порфировыми толщами живетского и франского ярусов в Западно-Прибалхашском секторе. Эти впадины по отношению к впадинам ранне-среднедевонской стадии смещаются к северо-востоку, в сторону варисид Джунгаро-Балхашской системы, и накладываются на краевую часть Атасу-Джунгарского массива. Значительными "клиньями" порфировая формация живетского-франского веков вторгается и в варисийскую систему в Успенском, Акжал-Аксоранском и Бороталинском синклиниях.

В Западно-Прибалхашском секторе выделяются две вулканические впадины: Ортауская и Моинтинская. Обе они имеют изометричную форму; мощность игнимбритовых и туфовых липаритовых накоплений с содержанием вулканитовых пород в 10-20% разреза достигает 2000 м. В Моинтинской впадине франский ярус представлен красноцветными вулканомиктовыми породами. В периферической части Моинтинской впадины присутствуют крупные гранитные массивы, комагматичные липаритам. В промежутке между ними мощность преимущественно туфовых и осадочных накоплений снижается до 1200-1500 м. Это свидетельствует о первичном расположении очагов вулканизма в пределах вулканических впадин. Живетские и франские образования вулканических впадин Западно-Прибалхашского сектора дислоцированы достаточно сильно и образуют крупные открытые складки с наклоном крыльев в 30-45°. В зонах глубинных разломов (Моинтинского, Акжал-Аксоранского) они часто поставлены на головы и рассланцованы (Маркова, 1961). Небольшая Каракамысская впадина, заполненная липаритовыми толщами живетского яруса мощностью до 1000 м, лежит также на западном берегу оз. Балхаш.

Среди средне-позднедевонских структур внутренней части Казахстана-Тянь-Шаньского массива выделяются три крупных системы молассовых впадин: Сарысу-Тенизская, Бетпак-Далинская и Каратау-Чаткало-Нарынская.

Сарысу-Тенизская система состоит из межгорных впадин или, как их называют Ю.А.Зайцев, О.А.Мазарович и В.Г.Тихомиров (1971), прогибов. Среди последних намечаются три цепочки прогибов северо-западного простирания. На севере лежит Кышлакский прогиб, ограниченный с юга Кентадырско-Кирейским поднятием. За ним к югу следует Тастинский прогиб, через Кайндинский грабец, связанный с Жаксыконским и Жаманконским прогибами. Аргана-

тинское и Теректинское поднятия отделяют их от южной группы прогибов: Тамдинского и Шагырлинского. К этой системе тяготеют также неглубокие прогибы: Ишимский в северной части Тенизской впадины и Кумолинский в Джекказганской впадине. Прогибы и поднятия имеют в плане грубо изометричную угловатую форму, что обнаруживает связь их с блоковыми подвижками геосинклинального фундамента, на который они наложены по системе субпараллельных разломов вкрест простирания Улутауского и Кирейского антиклинорий и Байконурского, Эскулинского и Конского синклиналиев.

Амплитуда прогибания наиболее значительных прогибов (Тамдинского, Шагырлинского и Жаксыконского) составляет до 5000 м. Все прогибы заполнены жаксыконской серией красноцветных и пестроцветных моласс, содержащей в нижних частях многочисленные прослои базальтоидных лав и туфов. Как установлено по составу обломочного материала, источниками сноса служили ограничивающие прогибы поднятия, а также вулканические нагорья Центрально-Казахстанского краевого пояса на востоке и Улутауское поднятие на западе. В верхах разреза центральных частей наиболее глубоких прогибов заметную роль играют озерные зеленоцветные алевролиты и мергели. Строение жаксыконской серии — трансгрессивное, т.е. нижние части ее разреза занимают центральные районы прогибов, средние распространены гораздо шире, а верхние расположены с краевыми несогласиями на прилегающих к прогибам частях поднятий. Это явление говорит о конседиментационном развитии структур второго порядка. В современной структуре упомянутые прогибы не выражены, так как они интенсивно переработаны последующей складчатостью, образовавшей систему глыбовых складок Сарысу-Тенизского поднятия (см. ниже).

Бетпак-Далинская система молассовых впадин обнаруживает тесную связь с поднятиями Джалаир-Найманской геосинклинальной зоны. Эти впадины обычно асимметричны; наиболее глубокие их части приближены к Джалаир-Найманской геосинклинальной зоне, а удаленные от нее крылья заметно более пологи. Такое строение позволяет считать эти впадины предгорными.

Северо-Бетпак-Далинская впадина расположена на северо-восточном фланге относительно погруженного северо-западного окончания Джалаир-Найманской зоны. Мощность жаксыконской серии, несогласно налегающей на структуру ранне-среднедевонской Северо-Бетпак-Далинской впадины, на юго-западном крыле достигает 2000 м и к северо-востоку снижается до 1300-800 м (Михайлов, 1969). Она заполнена конгломерато-песчаной толщей, причем величина обломочного материала растет как к юго-западному, так и к северо-восточному ее крыльям. Заметную роль в составе жаксыконской серии здесь играют пласты кислых лав и туфов, что хорошо увязывается с близостью впадины к структурам краевого вулканического пояса. Первичная структура Северо-Бетпак-Далинской молассовой впадины не сохранилась.

Второй крупной предгорной впадиной Бетпак-Далинской системы является Восточно-Бетпак-Далинская, наследующая Восточно-Бетпак-Далинскую перивулканическую молассовую впадину раннего-среднего девона. Эта впадина заполнена конгломерато-песчаными красноцветными и пестроцветными осадками живетского и франского ярусов, имеющими мощность у Джалаир-Найманской зоны до 4500 м, а на удалении от нее, на Чуйской глыбе — 2500-2000 м. Юго-восточное окончание впадины помещается в Северном Кендыктасе, где мощность красноцветов франского яруса (?) не превышает 1500 м. Обломочный материал этой толщи доставлен преимущественно из Джалаир-Найманской зоны и образовался при разрушении вулканических построек нижнего-среднего девона и поднятий геосинклинального фундамента. Юго-западное ограничение Восточно-Бетпак-Далинской впадины пока не установлено.

В современной структуре Восточно-Бетпак-Далинской впадине отвечает крупный прогиб (Кышкисесорский), вытянутый в северо-западном направлении вдоль Джалаир-Найманской зоны. Средне-позднедевонские молассы слагают северо-восточный борт этого прогиба, где они моноклинально наклонены под углами 40-50° к юго-западу и рассечены системой продольных сбросов. С

ордовиком Джалаир–Найманской зоны они граничат по крупному разрыву. Для юго–западного борта Восточно–Бетпак–Далинской впадины характерны пологие ($20\text{--}30^\circ$) брахиформные структуры девона Чуйской глыбы.

В Бетпак–Далинскую систему входит также Тесбулакская впадина. Сведений о структуре среднего – верхнего девона в ее пределах почти нет, однако по сейсмическим данным Ю.А.Семин установил, что она асимметрична и вытянута вдоль Кокшетауского разлома, срезающего ее юго–западный борт. Можно полагать, что она заложена на Муюнжумском массиве перед фронтом каледонских складок, соединяющих Эскулинский синклиниорий с Киргизско–Терскейской зоной и также является предгорной впадиной. Глубина прогибания Тесбулакской впадины в живетско–франское время составляла около 1000 м.

Каратау–Чаткало–Нарынская система внутренних впадин образована цепочкой предгорных молассовых прогибов перед фронтом каледонских поднятий Северного Тянь–Шаня вдоль Каратау–Таласского разлома и линии Николаева. Впадины этой системы лежат либо с небольшим угловым несогласием на фундаменте из очень пологих многоосиных структур Каратау–Чаткальской каледонской зоны, либо с параллельным несогласием на нижнепалеозойском чехле Нарынского срединного массива. Лишь в Чаткале эти структуры наложены на Кураминский девонский краевой вулканический пояс. По простиранию рассматриваемой системы с северо–запада на юго–восток и восток выделяются Каратауская, Чаткальская, Кокиримская, Коктайская и Джетымская предгорные впадины.

Каратауская впадина образована предгорными пролювиальными и аллювиально–дельтовыми шлейфами красноцветных песчаных моласс тюлькубашской свиты франского возраста. Глубина прогибания впадины, зафиксированная мощностями тюлькубашской свиты, составляет до 2300 м у Каратауско–Таласского разлома и падает до 1000 м на удалении от него. Источники сноса располагались в северо–восточном крыле разлома, что установлено анализом состава обломочного материала. Современная структура впадины, характеризующаяся брахиформными складками с наклоном крыльев в $20\text{--}30^\circ$, сформирована более молодыми дислокациями.

Чаткальская впадина заполнена живетскими и франскими, преимущественно терригенными красноцветными отложениями мощностью до 2400 м. От каратауской впадины ее отделяет Майдантальская перемычка, где мощность тюлькубашской свиты не более 400–800 м. Столь четкой асимметрии, как в Каратауской впадине, Чаткальская впадина не обнаруживает. Мощности выполняющих ее отложений увеличиваются к юго–востоку, в сторону варисцид Ферганского и Атойнакского хребтов, куда она открывается. С юго–запада ее ограничивает Каратерекское поднятие. Современная структура Чаткальской впадины характеризуется линейными складками северо–восточного простирания, сформированными в среднекаменноугольную эпоху под влиянием орогенеза варисцид.

Дальнейшее продолжение Каратау–Чаткало–Нарынской системы расположено по восточную сторону Таласо–Ферганского разлома – в Нарынском массиве. Следует сразу же указать, что по нашим данным столь четкого совпадения фациальных зон средне–верхнедевонских отложений, как это указывалось В.С.Буртманом (1961), не получается: Прибрежно–морским разрезам живетского и франского ярусов южного склона Чаткала должны были бы соответствовать разрезы запада Акшийряка, а мы видим там только красноцветы, ограниченные в объеме, вероятно, лишь франским ярусом. Сероцветные разрезы кокиримской свиты в Нарынском крыле разлома вовсе не находят себе аналогов в Чаткальском его крыле. Вероятно, амплитуда сдвига по Таласо–Ферганскому разлому не превышает 70–100 км (т.е. прибрежно–морские разрезы Чаткала падают в район окончания Кокиримской впадины, где в прослоях известняков известны находки верхнедевонских морских окаменелостей). В таком случае не разрушается цельность Каратау–Чаткало–Нарынской системы впадин, что неизбежно при амплитуде сдвига в 250 км, как считает В.С.Буртман.

Нарынская часть рассматриваемой системы предгорных впадин характеризуется относительно небольшими размерами наиболее прогнутых участков, которые выделяются под названием Кокиримской, Коктайской и Джетымской впадин. Первые две впадины накопили по 2000–3000 м сероцветных (частично морских в Кокиримской впадине) и пестроцветных песчано-глинистых осадков преимущественно озерного происхождения. Джетымская впадина заполнена красноцветными песчано-конгломератовыми отложениями предгорных конусов выноса. Современная напряженная структура этих предгорных впадин обусловлена тектонической активностью главной структурной линии Тянь-Шаня в среднекаменноугольную эпоху.

К югу от описанных впадин расположен обширный шлейф преимущественно аллювиальных песчаных красноцветных накоплений тюлькубашской свиты мощностью около 1000 м, согласным плащом перекрывших ордовикские отложения чехла Нарынского срединного массива. Эту часть территории можно именовать Нарынской впадиной. По своей структуре она близка к Южно-Тургайской квазисинеклизе, которая рассматривается ниже.

Кроме описанных здесь крупных систем впадин, во внутренней части Казахстано-Тянь-Шаньского массива располагались и изолированные межгорные впадины. Наиболее крупные впадины лежат в каледонидах Северного Тянь-Шаня, где их заполняют красноцветные континентальные, относительно грубые молассы каракольской свиты. Одна из таких впадин унаследовала положение Аральской вулканической впадины ранне-среднедевонского времени. Мощность красноцветов здесь достигает 2000 м. В заполнении верхних частей впадины участвуют базальты аральской свиты мощностью до 1000 м.

Вторая межгорная впадина (Шамсинская) заложена вновь, унаследовав Центральнo-Киргизский и Карабалтинский позднекаледонские геосинклинальные прогибы. Мощность каракольской свиты в ней достигает 1000 м. Обе впадины симметричны, что соответствует их межгорному положению; структура их оформилась в более позднее время.

Изолированная удлиненная впадина, заполненная песчаной молассой живетско-франского времени, с глубиной прогибания более 1500 м лежит на границе Убаганского поднятия и Южно-Тургайского массива. Ее изученность еще очень слаба; вероятно, она являлась древним предгорным прогибом.

Остальные молассовые впадины средне-позднедевонского времени более мелкие и представляют собой, в сущности, небольшие наложенные мульды на вулканических сооружениях девонского пояса. Глубина их не превышает 500–600 м. Это Жингильдинская, Алакольская и Кастекская мульды, а также молассовая впадина на северном борту Илийской впадины (Скринник, 1971).

Кроме молассовых наложенных мульд, на рассматриваемой части Казахстано-Тянь-Шаньского массива имеются вулканические мульды, заполненные базальтовыми лавами, обычно с очень незначительным содержанием красноцветных обломочных пород. Мощность базальтовых накоплений колеблется от 20 м до первых сотен метров. Возраст базальтов в Южном Казахстане определяется как живетский (сугандинская свита Кендыктаса); в Киргизии базальты, возможно, более молодые (аральская свита). К числу таких вулканических мульд относятся Кызылсокская, Кызылкемерская, Кендыктасская, Боомская, Джумгольская. Весьма вероятно присутствие базальтоидов и в Северо-Киргизской впадине.

Последним типом структур, выделенным для живетско-франской стадии, являются перигеосинклинальные впадины. В отличие от ранне-среднедевонской стадии такие впадины отмечаются по границе с варисцидами Урала и Южного Тянь-Шаня. Уралиды вдоль восточной границы сопровождаются в Валерьяновской подзоне полосой карбонатных живетских и франских отложений, близких по характеру к разновозрастным разрезам Денисовского геосинклинального прогиба. Мощность накопившихся осадков здесь пока неизвестна.

К категории перигеосинклинальных впадин может быть отнесена также Кураминская впадина, где преимущественно карбонатные живетские и франские отложения мощностью до 1300 м с небольшим угловым несогласием ложатся

на "порфиновую" толщу нижнего-среднего девона и прорывающие ее гранитоиды. Кураминская впадина имеет северо-западное простирание, поперечное к простиранию внешнего края варисцид (это явление, по-видимому, не типично для пригеосинклинальных структур), и открывается к юго-востоку, в варисцидскую геосинклинальную систему, где разновозрастные отложения также представлены карбонатной формацией.

Нижнекаменноугольный структурный этаж

Структуры этого этажа на рассматриваемой территории распространены очень широко. Они относительно полно изучены геологическими методами на обнаженной территории Казахстано-Тянь-Шаньского массива и геофизическими (сейсмическими) - на его погруженных участках. Преимущественно распространены в этом этаже структуры квазиplatformенного типа; орогенные структуры сохраняются лишь в периферических зонах Центрально-Казахстанского массива и на юго-востоке его центральной части (в Северном Тянь-Шане).

В западной и южной периферических зонах в раннекаменноугольную эпоху возрождаются краевые вулканические пояса. Процессы вулканизма начинаются лишь в середине визейского века. До этого момента территории Валерьяновского и Кураминского вулканических поясов развиваются как перигеосинклинальные впадины, заполняясь карбонатно-терригенными и терригенными морскими сероцветными толщами мощностью до 1300 м (Валерьяновский пояс) и карбонатными морскими толщами мощностью также до 1300 м (Кураминский пояс).

Вулканические толщи Валерьяновского пояса заполнили узкий (30-70 км) и протяженный (более 800 км) прогиб, вытянутый от г. Кустаная до берегов Аральского моря. На западе этот прогиб открывался в варисцидскую систему, где накапливались близкие по составу вулканические толщи, а на востоке глубина его прогибания уменьшалась от 3000-4000 до 2000-1000 м и островные вулканические толщи фашиально менялись на морские терригенно-карбонатные. Одновременно с этим глубина прогибания уменьшается и с севера на юг от 2700-3000 до 2000-1500 м. Структуры второго порядка в Валерьяновском поясе не выделяются. Вулканические толщи верхов визе - намюра и подстилающие их осадочные отложения образуют здесь складки, вытянутые в меридиональном направлении согласно с простиранием пояса и тесно связанные в своем формировании с разрывными нарушениями.

Эти складки образуют длинные линейные цепи. В Валерьяновской подзоне выделяются две основные цепи антиклиналей: западная, Ушсорско-Рудная и восточная, Таунсорско-Санарская. Длина этих цепей достигает 300 км при ширине 5-15 км. Среди образующих структур на севере преобладают брахискладки, на юге - линейные структуры. В Боровской подзоне господствуют брахиформные дислокации. В Валерьяновской подзоне антиклинальные складки имеют обычно вид односторонних горстов с восточной вергентностью: западные крылья антиклиналей наклонены под углами 40-60°, восточные - сорваны взбросами и погружаются под углами 60-80° вплоть до опрокидывания (Соколовско-Сарбайская антиклиналь). Брахискладки Боровской подзоны, по данным Е.А.Мазиной и Н.К.Овечкина (Геологическое строение Тургайского прогиба, 1961), определенной вергентности уже не обнаруживают. Наклоны их крыльев составляют 10-25°, снижаясь местами до 5-10° и лишь изредка у разломов достигая 40-60°.

Интрузии сарбай-соколовского комплекса, комагматичные эффузивы визе - намюра, представлены штоками среднего размера и образуют вытянутую вдоль вулканического пояса цепь.

Структура краевого вулканического пояса в Аральском и Бельтауском секторах еще неясна. То же относится и к территории к западу от Кураминских гор.

В Кураминских горах и горах Каржантау нижне-среднекаменноугольные вулканические толщи образуют континентальный вулканический "шит" мощностью

от 1500 м на западе до 2000–2500 м на востоке. К северу континентальные вулканические толщи фашиально сменяются туфогенными прибрежно-морскими, а еще далее – морскими карбонатными. Общая структура Кураминского вулканического шита еще не выяснена. Исследованиями В.А.Арапова (1965, 1966) установлено, что вулканические толщи верхов визе – намюра и башкирского яруса заполняют ряд широтно ориентированных грабен-синклиналей (Алмалыкскую, Алтын-Топканскую, Курусай-Джангалыкскую и Такелийскую), разделенных горст-антиклиналями, где развиты нижнепалеозойские, девонские и турнейско-визейские образования, прорванные среднекаменноугольными граптоидами, комагматичными эффузивам нижнего карбона. В грабен-синклиналях эти эффузивы наклонены под углами 15–25° и лишь в зонах сбросов и взбросов, отделяющих грабен-синклиналей от горст-антиклиналей, дислоцированы более интенсивно. Положительных данных о длительном "конседиментационном" развитии этих структур не имеется, но оно вполне вероятно.

Также недостаточно сведений о структуре Илийско-Прибалхашского краевого вулканического пояса, возникшего в начале каменноугольной эпохи вдоль границы Казахстано-Тянь-Шаньского массива с варисцидами Джунгаро-Балхашской системы. Здесь преимущественно андезитовые континентальные вулканические толщи развиты на огромных пространствах – от района г. Балхаш на северо-западе и Южной Джунгарии на северо-востоке до Кендыктаса на юго-западе и южного склона хр. Кетмень на юго-востоке. Мощность накопившихся образований колеблется от 2000 до 3000 м, однако их недостаточная обнаженность затрудняет пока сколько-нибудь достоверное выделение здесь их структурных элементов второго порядка. Нижнекаменноугольные эффузивы вскрываются в основном в крупных горст-антиклиналях, разделяющих впадины, заполненные эффузивами верхнего палеозоя. Эффузивы нижнего карбона наклонены под углами 30–45° и более рассечены крупными продольными разломами. Комагматичные эффузивам гранитоиды образуют крупные межформационные интрузии типа гарполитов, внедрившиеся между геосинклинальным фундаментом и орогенным комплексом.

В качестве структур третьего порядка в Илийском Прибалхашском каменноугольном вулканическом поясе могут быть выделены крупные брахисинклинали, установленные кое-где в краевых частях пояса. К их числу относится Жамантинская брахисинклиналь в Кендыктасе и Кастекская синклиналь в Заилыкском Алатау. Слои эффузивов в этих структурах наклонены под углами 10–20°, соотношение длинной и короткой осей складок 1:1 – 1:2. Вулканические аппараты, группирующиеся в центральных частях таких синклиналей, позволяют предполагать, что они по своему происхождению близки к вулканотектоническим мульдам, столь характерным для верхнепалеозойских вулканических толщ Илийско-Прибалхашского пояса.

Среди структурных элементов внутренней зоны Казахстано-Тянь-Шаньского массива следует различать структуры орогенного типа, заполненные толщами моласс, и структуры квазиплатформенного типа, сложенные карбонатными и терригенными формациями.

Орогенные межгорные впадины для рассматриваемой стадии выделены в Северном Тянь-Шане, где они наследуют заложенные ранее Северо-Киргизскую, Шамсинскую и Иссык-Кульскую впадины; Северо-Киргизская впадина характеризуется наименее интенсивным прогибанием. Здесь накопилось всего около 2000 м красноцветных алевролитов-песчаных осадков преимущественно континентального происхождения, местами содержащих пласты туфов и лав кислого состава (минтекинская свита визе). Очень похоже строение Шамсинской впадины с той только разницей, что здесь осадочные толщи имеют местами грубый, конгломератовый состав. Глубина прогибания Шамсинской впадины составила за раннекаменноугольный этап до 5500 м.

К западному окончанию оз. Иссык-Куль мощность пород нижнего карбона падает до 1000 м. В западной половине озера распространение этих осадков проблематично. Иссык-Кульская впадина охватывает восточную половину озера

и тянется вплоть до Кегено-Текесской впадины. За раннекаменноугольный этап в Иссык-Кульской впадине накопилось более 2000 м карбонатно-терригенных морских сероцветных осадков визе - намюра. В центральной части впадины в районе Текесской синклинали эта толща надстраивается сверху грубыми песчано-конгломератовыми сероцветными морскими молассами среднего карбона мощностью до 3000 м.

Каменноугольные отложения Иссык-Кульской впадины образуют пологие мульды и антиклинали с наклоном крыльев в первые градусы. Лишь Текесская синкинали и приразломные зоны дислоцированы более интенсивно. Характерно, что мезозойский платформенный чехол ложится на каменноугольные отложения практически согласно, что свидетельствует о тектоническом покое во время их накопления.

Сероцветные прибрежно-морские и континентальные молассовые угленосные толщи нижнего карбона заполняют во внутренних частях Казахстано-Тянь-Шаньского массива ряд предгорных впадин. Одна из таких впадин тянется вдоль юго-западного края Джалаир-Найманской зоны. Это Восточно-Бетпак-Далинская впадина, унаследованная от одноименной структуры девонского периода. Глубина ее прогибания за рассматриваемый этап достигает почти 3000 м. В заполнении впадины участвуют терригенные песчаные толщи турне, угленосная толща нижнего визе, карбонаты среднего-верхнего визе и терригенная, частично пестроцветная толща намюра. Ось максимального прогибания впадины в раннекаменноугольную эпоху постепенно мигрировала к юго-западу, продолжая аналогичную миграцию, наметившуюся еще в девонский период. Юго-восточное замыкание впадины расположено в Северном Кендыктасе; эту ее часть заполняет красноцветная континентальная моласса.

Современная структура Восточно-Бетпак-Далинской впадины характеризуется чередованием широких плоскодонных мульд с наклоном слоев в $15-25^{\circ}$, разделенных узкими грабенвидными антиклиналями, где слои нижнего карбона наклонены под углами $30-45^{\circ}$.

Близкая по характеру предгорная впадина сопровождает и Сарытумский рывок Джалаир-Найманской зоны каледонид. Она тянулась в северо-западном направлении от южного окончания оз. Балхаш к Кызылкемерской и Куланкетпеской наложенным мульдам, где занимала, в сущности, уже межгорную позицию. Ее заполняли пестроцветные молассоидные толщи нижнего карбона мощностью до 1500 м, содержащие в нижнем визе пласты углей. В настоящее время Куланкетпеская впадина расчленена на три изолированные наложенные мульды, однако сходство разрезов нижнего карбона и присутствие в них на одних и тех же уровнях пластов морских известняков позволяют предполагать существовавшее ранее соединение этих мульд.

Своеобразной предгорной впадиной является Кыпшацкий прогиб (Зайцев, 1961; Богданов, 1959). Его строение и развитие заметно отличаются от описанных ранее предгорных впадин. Этот прогиб сопровождает южный борт Тенизской квазисинеклизы на границе ее со структурами Сарысу-Тенизского поднятия. Он заложен в середине визейского века на структурах квазисинеклизы и заполнен сероцветными морскими молассоидными угленосными толщами верхов визе-намюра и континентальными пестроцветами намюра-башкирского яруса. Общая их мощность достигает в Истембетских скважинах 2300 м. Из Кыпшацкого угленосного прогиба существует ответвление в Акмолинскую мульду. А.Е. Михайлов установил, что в течение раннекаменноугольной эпохи ось Кыпшацкого прогиба постепенно мигрировала к северу. Снос в прогиб осуществлялся с юга, со стороны воздымавшихся в поздневизейское - намюрское время структур Сарысу-Тенизского поднятия. Современная складчатая структура Кыпшацкого прогиба характеризуется пологими синклиналями с наклоном крыльев около $10-20^{\circ}$. Синклинали разделены антиклиналями, расположенными кулисообразно вдоль южного прогиба и переходящими по простиранию в складки Сарысу-Тенизского поднятия. Антиклинали обычно асимметричны, с крутым (до $40-50^{\circ}$) северным крылом. Давно подмеченные А.А. Бог-

дановым аналогии в строении Кыпшаковского прогиба и Карагандинского каменноугольного бассейна, очевидно, и определяют его своеобразие.

Раннекаменноугольной предгорной структурой Казахстана—Тянь—Шаньского массива является также и Кокиримско—Сонкульская впадина, лежащая в южной периферической зоне массива перед фронтом поднятия Северного Тянь—Шаня. Источники сноса для заполнения этой впадины располагались на севере. Глубина погружения впадины за фаменское — ранне—среднекаменноугольное время превышала 2000 м и доходила местами до 3000—3500 м. По северному борту впадины развиты молассы с оползневыми и обвальными брекчиями; центральная ее часть заполнена сероцветными и пестроцветными морскими молассовидными осадками, латерально переходящими во флишеподобные толщи и пестроцветные глинистые фации некомпенсированного прогиба. Вдоль южного борта располагалась полоса мощных барьерных рифов. Для этой полосы характерны, по данным Е.В.Христова (1971), брахиформные конседиментационные складчатые структуры. Центральная зона впадины характеризуется сорванными со своего основания напряжениями линейными складчатыми структурами, переходящими в чешуйчатые надвиги, лежащие складки и многочисленные тектонические покровы, сползшие с южного борта впадины в ее центральную часть. На северном борту встречаются относительно простые блоковые складчатые структуры, перекрытые, однако, аллохтонными тектоническими пластинами, переброшенными с юга через центральную зону впадины. Некоторым аналогом Кокиримско—Сонкульской впадины может служить Восточно—Терскейская впадина в Нарынском секторе южной периферической зоны Казахстана—Тянь—Шаньского массива.

Кокиримско—Сонкульская впадина примечательна различной вергентностью структур: южной во время осадконакопления и северной — при складчатости в середине среднего карбона. Это обстоятельство может быть связано с тем, что складчатость Кокиримско—Сонкульской впадины была "индуцирована" складчатостью в Кокшаалско—Майдантагской зоне варисцид Южного Тянь—Шаня.

Наиболее характерными структурными элементами для раннекаменноугольной стадии являются квазисинеклизы.

Это плоские, умеренно прогнутые депрессии, заполнявшиеся относительно мощными (1000—2000 м), преимущественно осадочными формациями, близкими по характеру к типично платформенным. От синеклиз древних платформ квазисинеклизы отличаются несколько большими градиентами мощностей выполяющих отложений, их большей дислоцированностью и нарушенностью, а также проявлением, особенно в бортовых зонах, субсеквентного вулканизма.

Впервые на Казахстана—Тянь—Шаньском массиве квазисинеклизы появляются, очевидно, в средне—позднедевонскую стадию, когда на Южно—Тургайском массиве на средне—верхнедевонских образованиях его сингеосинклиналиного чехла закладывается Тургайская квазисинеклиза. Взаимоотношения среднего—верхнего ордовика и среднего—верхнего девона здесь неясны, так как их контакты закрыты мощным платформенным чехлом. Можно полагать, что их разделяет небольшое угловое несогласие, вероятно, меньшее, чем то же несогласие в Байконурском синклиории. По данным А.Л.Книппера (1963), его величина находится там в пределах первого десятка градусов. Южно—Тургайская квазисинеклиза на средне—позднедевонском этапе заполнялась алевролитом—песчаными красноцветными толщами аналогов жаксыконской серии, содержащими на западе, вдоль границы Убаганского поднятия и Южно—Тургайской квазисинеклизы, залежи андезито—базальтовых лав и пласты их туфов.

Глубина прогибания Южно—Тургайской квазисинеклизы за средне—позднедевонское и раннекаменноугольное время составила более 3000 м, из которых около 2000 м приходится на фаменско—раннекаменноугольное прогибание. Структура Южно—Тургайской квазисинеклизы изучена еще очень слабо. Известно только, что в ее центральной части находится обширное поднятие, где на предмезозойскую эрозионную поверхность выведены красноцветы среднего — верхнего девона и верхнего ордовика.

Сырдарьинская квазисинеклиза наложена на одноименный массив. На северо-востоке Туркестанский разлом отделяет ее от структур Большого Каратау. Южное и юго-восточное ограничение квазисинеклизы образуют структуры Кураминского вулканического пояса и его западного продолжения.

Строение Сырдарьинской квазисинеклизы изучено недостаточно. Весьма приблизительно определена даже мощность заполняющих ее осадочных образований. Некоторые сведения по этому вопросу содержатся в работе Н.Я.Кунина (1968), определившего мощность между подошвой мезозоя и кровлей магнитовозмущающих тел. Эта мощность удовлетворительно совпала с предполагаемой нами суммарной мощностью средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложений. Это обстоятельство привело нас к выводу о том, что в пределах Сырдарьинской квазисинеклизы мощность осадочного чехла на юго-западе составляет около 1000 м, снижаясь до величин 500–1000 м на Чардаринском поднятии (Джаусумкумский гетероблок Н.Я.Кунина). На юго-запад от этой поднятой зоны лежит мощный (до 2000–3000 м) прогиб краевого вулканического пояса. К северо-востоку мощность осадочного среднего палеозоя также постепенно возрастает до 2000–3000 м. Наиболее мощным (более 4000–5000 м) осадконакоплением в раннекаменноугольную эпоху характеризуется восточный угол квазисинеклизы в районе гор Кызылкурт и Приташкентских Чулей (Арысский гетероблок Н.Я.Кунина).

Степень дислоцированности нижнекаменноугольных отложений Сырдарьинской квазисинеклизы окончательно еще не выяснена. В керне прошедших эти отложения скважин В.И.Дитмар и др. (1966) отмечали, что наряду с пологими наклонами слоев (20–35°) существуют и весьма крутые (до 50–80°). С другой стороны, Н.Я.Кунин (1968) указывает, что на структуре Ортакудук каменноугольные отложения, по данным бурения, оказались лежащими горизонтально. Кроме того, проведенное Н.Я. Куниным изучение динамических особенностей сейсмических волн, преломленных на эрозионной поверхности палеозоя, показало, что такие наклоны на правобережье р. Сырдарья составляют от 25 до 15°. На левобережье Сырдарьи преобладают наклоны слоев менее 15°. С этими данными хорошо увязываются проведенные нами в Большом Каратау и Чулях наблюдения над погружением слоев каменноугольных отложений под мезозойский чехол. Выясняется, что углы наклона каменноугольных отложений, как правило, не превышают 15–20°, а перекрывающие их меловые отложения наклонены под углами 10–15° (величина углового несогласия не более 5–10°). Крутые (до 30–50°) наклоны слоев карбона отмечались только в гребневидных антиклиналях Большого Каратау, в относительно узких зонах. Возможно, что многие буровые скважины, заложенные в сводах платформенных антиклиналей, унаследованных от антиклиналей палеозоя, попали именно в эти узкие полосы более дислоцированных каменноугольных отложений.

Большой интерес представляют также приводимые Н.Я.Куниным (1968) данные о возможном присутствии солянокупольных структур в карбоне Арысской впадины. Ряд платформенных антиклиналей здесь оказался отмеченным не положительными, а отрицательными гравитационными аномалиями. Проведенные Н.Г.Давыдовым расчеты показали, что эти аномалии могут быть вызваны телом с плотностью 2,1–2,2 г/см³, залегающим столбообразно, т.е. соляным штоком. Наиболее вероятен фаменский возраст солей подобно солям Чу-Сарысуйской синеклизы.

Тенизская квазисинеклиза изучена полно. Она расположена на каледонских складчатых структурах Степняковского и Коиского синклиналиев. С северо-запада и юго-запада ее ограничивают соответственно Кокчетавское и Улутауское поднятия, с юга – Сарысу-Тенизское поднятие, с востока – Ерменьятауский антиклинорий. По результатам геологической съемки буровых работ и геофизических наблюдений, обобщенных А.Е.Михайловым (1969), строение квазисинеклизы представляется в следующем виде. Нижнекаменноугольный структурный этаж Тенизской квазисинеклизы образует отдельные прогибы, группирующиеся преимущественно в ее периферической части. В северо-западной части

квасисинеклизы у Кокчетавского поднятия лежит Кийминский прогиб глубиной до 1300 м. Этот прогиб состоит, в свою очередь, из ряда угловатых в плане мульд: Кийминской, Третьяковской, Владимирской, расположенных в одну линию. Мульды эти несколько асимметричны: северо-западные их борта имеют наклон слоев $25-30^{\circ}$, юго-восточные — $10-15^{\circ}$. Мульды разделены гребневыми антиклиналями.

Центральная часть Тенизской квасисинеклизы, по данным бурения скв. Г-1 Кокпектинская и Р-1 Тенизская, характеризуется сокращенными до 500 м и менее мощностями отложений нижнего карбона. В этой части квасисинеклизы выделяются антиклинали: Кокпектинская, Шурумсайская и Атбасарская. В своде последней обнажены породы каледонского фундамента. Наклоны крыльев этих складок составляют $10-20^{\circ}$, а Атбасарской антиклинали — до $30-40^{\circ}$.

В южной части Тенизской квасисинеклизы лежит Кыштакский прогиб, где мощность нижнекаменноугольных отложений достигает 2300 м. Этот прогиб, описанный выше, входит в систему периферических структур Тенизской квасисинеклизы, в восточной части которой расположен еще один периферический прогиб — Акмолинский, осложненный рядом брахисинклинальных и брахантиклинальных складок меридионального простирания.

А.Е. Михайлов установил, что все перечисленные структуры развивались конседиментационно и отражены в мощностях нижнекаменноугольных осадков. Своим образованием они обязаны блоковым вертикальным движениям каледонского фундамента квасисинеклизы.

Весьма полно буровыми и геофизическими работами в последние годы изучена Чу-Сарысуйская квасисинеклиза. Она наложена на древние структуры южного продолжения Улутауского массива и Талассо-Каратауской зоны каледонид и на структуры Муонкумского массива. В фундаменте ее центральной части существенную роль играют структуры южного продолжения каледонского Эскулинского синклинория и северного продолжения Кыргызско-Терской эвгеосинклинальной зоны. С запада Арысумская седловина отделяет Чу-Сарысуйскую квасисинеклизу от Южно-Тургайской. Далее с юго-запада поднятия Малого Каратау отделяют квасисинеклизу от Каратауского желоба. На юге она ограничена поднятиями Северного Тянь-Шаня, а от Северо-Киргизской впадины она отделена Курагатинским поднятием. На северо-востоке Чу-Сарысуйская квасисинеклиза граничит с Восточно-Бетпак-Далинской впадиной и Эргенекты-Джуантюбинским поднятием. На севере квасисинеклиза лишь условно отделяется от структур Сарысу-Тенизского водораздела.

В структуре Чу-Сарысуйской квасисинеклизы выделяется система поднятий, занимающих в ней центральное положение (Тастинское, Таласское), и система периферических впадин (Джезказганская, Коппансорская, Сузакско-Байкадамская, Муонкумская, Тес-Булакская).

Тастинское поднятие лежит в центральной части Чу-Сарысуйской квасисинеклизы и имеет северо-западное простирание. С северо-востока его ограничивает Кокшетауский разлом, остальные его склоны пологи. Мощность нижнекаменноугольных отложений на Тастинском поднятии менее 500 м, и их разрез здесь местами неполный (начинается лишь с нижнего визе), а местами непосредственно под мезозойским платформенным чехлом лежат породы фундамента. Тастинское поднятие осложнено рядом брахантиклинальных складок с весьма пологими (менее 5°) наклонами крыльев. В его северо-западной части выделяется глубокая (более 1000 м) мульда, открывающаяся в прилегающие районы Кокпансорской впадины.

Таласское поднятие лежит на непосредственном северо-западном продолжении Макбальского антиклинория. Мощность пород нижнего карбона здесь также менее 500 м, в средне-верхневизейских и намюрских карбонатных отложениях встречаются многочисленные пласты гипсов и ангидритов.

Между Таласским и Тастинским поднятиями расположена система соединяющих их валов северо-западного простирания. Мощность нижнекаменноугольных отложений колеблется здесь от 700-800 м на брахантиклиналях до 800-

900 м в разделяющих их мульдах. На юго-западе лежит Таласский вал, состоящий из группы четкообразно и кулисообразно расположенных брахиантиклиналей: Учаральские складки, Кемпиртубинская, Алымбетская и др. Параллельно ему от юго-восточного конца Тастинского поднятия отходит Тогускенский вал (Северо-Тогускенская, Тогускенская, Южно-Тогускенская брахиантиклинали, лежащие над разрывными нарушениями в фундаменте). Третьим валом является Коскудук-Норбайский, лежащий на северо-востоке этой зоны на границе с Муюнкумской впадиной. Он состоит из брахиантиклиналей: Баймуктинской, Бестасской, Кумырлинской, Кожекудукской, Акбийской, лежащих над разломом в складчатом фундаменте, пересекающем также и нижнекаменноугольные отложения. Все эти складки хорошо изучены сейсмическими методами (МОВ) и буровыми работами. Г.П.Филиппов (1972) установил, что они представляют собой типичные брахиантиклинали с наклоном крыльев не выше 5-10°, редко до 15°. Лишь осложненные разрывами крылья складок имеют наклоны 15-25°. Почти все брахиантиклинали обнаруживают признаки конседиментационного развития.

Своеобразное, но еще плохо изученное Сарысуйское поднятие расположено в северной части Чу-Сарысуйской квазисинеклизы, но, по-видимому, не принадлежит к системе центральных поднятий. Мощность верхнедевонских - нижнекаменноугольных отложений здесь составляет 800-1200 м. Субквадратная в плане форма поднятия позволяет считать его блоковой структурой. Действительно, оно ограничено на западе южным продолжением Идыгейского разлома, а на юге - Жетыноурской зоной разломов.

Джезказганская впадина лежит в северной части Чу-Сарысуйской квазисинеклизы. Она заполнена мощными верхнепалеозойскими отложениями, и строение фанесного - нижнекаменноугольного комплекса в ней известно еще недостаточно. Мощность рассматриваемых отложений в северной части впадины составляет около 5500 м. К югу мощность быстро снижается, и на Жанай-Бетпак-Далинском поднятии, по данным скв. 1-П Кызылкакская, она составляет всего 700 м. На востоке Джезказганскую впадину ограничивает Сарысуйское поднятие. Ведущими структурными элементами Джезказганской впадины являются три крупные коробчатые мульды: Кумолинская, Джезказганская, Коптаминская, пальцеобразно расходящиеся в северной части впадины. Наклоны крыльев этих складок составляют 30-45°, повышаясь на отдельных участках до 60-70°. Часто в крыльях мульд развиваются крупные сбросы. Коробчатая форма мульд и угловатые в плане очертания выдают их блоковое происхождение и заставляют предполагать весьма пологое залегание пород в их центральных частях. В южной части Джезказганской впадины сейсмическими и гравитационными наблюдениями А.М.Котлярова установлены многочисленные "участки непласового залегания" солей верхнего девона, интерпретируемые как не вскрытые эрозией солянокупольные структуры.

Кокпансорская впадина отделена от Джезказганской Жанай-Бетпак-Далинским поднятием. С запада ее ограничивает Арыскупский вал, с востока - Тастинское поднятие. Глубина погружения Кокпансорской впадины составляет за фанесно-раннекаменноугольную стадию не менее 2000 м. Западный борт Кокпансорской впадины крутой и осложнен крупными, почти линейными антиклиналями (Иржудукская и др.) с наклоном крыльев до 15-20°. Южный ее борт, напротив, достаточно пологий. Его осложняют пологие (5-10°) брахискладки (Придорожная, Истамказинская, Ошпакская и др.). В центральных и северных частях Кокпансорской впадины широко распространены солянокупольные структуры. В наиболее поднятых из них (Рахметнура, Бурейнак и Кок-Тюбе) соли фанена выведены на современную поверхность и прорывают отложения среднего визе. Большая же часть солянокупольных структур глубоко погружена и устанавливается либо сейсмическими и гравиразведочными работами, либо глубоким бурением (Придорожная структура).

Бугуджилское поднятие с сокращенным до 500 м разрезом нижнего карбона разделяет Кокпансорскую и Сузакско-Байкадамскую впадины. Последняя

ограничена на юго-западе поднятиями Малого и Большого Каратау, а на северо-востоке смыкается с Тастинским и Таласским поднятиями и с соединяющей их системой валов. Сузакско-Байкадамская впадина вытянута в северо-западном направлении вдоль поднятий Каратау. Глубина ее прогибания за раннекаменноугольную эпоху (более древние отложения здесь отсутствуют) составила 1500 м. Ожирай-Тюбинская седловина разделяет эту впадину на две мульды: северо-западную Сузакскую и юго-восточную Байкадамскую (наиболее глубокую). Сузакско-Байкадамская впадина в целом асимметрична. Юго-западный ее борт, обнаженный в Малом Каратау, наклонен под углами $20-30^{\circ}$. Северо-восточный борт более пологий (до 5°) и осложнен рядом пологих брахиантиклинальных складок (Барсовая, Истамказинская, Озерная, Акжарская, Алимбетская).

Впадины северо-западной периферической части Чу-Сарысуйской квазисинеклизы (Муюнкумская и Тесбулакская) лежат целиком в пределах Муюнкумского массива, наиболее глубоки и имеют наиболее полный стратиграфический разрез, начинающийся с живетско-франских отложений. Муюнкумская впадина на юго-западе примыкает к Тастинскому и Таласскому поднятиям и Коскудук-Норбайскому валу. На юго-востоке ее ограничивает Курагатинский вал. Граница между Муюнкумской и Восточно-Бетпак-Далинской впадинами достаточно четкая только в нижних, девонских секциях разреза. По нижнекаменноугольным отложениям эта граница чисто условная в связи с миграцией оси прогибания Восточно-Бетпак-Далинской впадины в юго-западном направлении. К позднему визе-намюру ось максимального прогибания лежала уже в пограничной зоне между этими структурами (в Кызылтузской и Восточно-Каракольской мульдах).

Глубина погружения Муюнкумской впадины, определенная в основном по сейсмическим данным Л.А.Певзнера, составляет около 3000 м. Муюнкумский вал, протягивающийся диагонально через впадину на юг, осложнен рядом брахиантиклиналей (Муюнкумская, Джувалинская, Айрактинская, Жаркумская и др.) с пологими крыльями ($5-7^{\circ}$). В восточной части Муюнкумской впадины ведущими структурными элементами являются пологие коробчатые мульды (Кызылтузская, Каракольская, Восточно-Каракольская), прекрасно описанные М.И.Александровой и Б.И.Борсуком (1955). Наклоны слоев в центральных частях мульды измеряются первыми градусами; по бортам мульды и в антиклиналях слои наклонены под углами $25-30^{\circ}$, иногда более. Антиклиналь между Кызылтузской и Каракольской мульдами имеет гребневидную форму; Камкалинская структура между Каракольской и Восточно-Каракольской мульдами представляет собой пологий ($15-25^{\circ}$) купол.

Муюнкумская и Тесбулакская впадины разделены Нижне-Чуйской седловиной, которая Кокшетауским разломом отделена от Тастинского поднятия, Каракийским разломом - от Тесбулакской впадины и Чуйским разломом - от Чуйской глыбы. Фундамент Нижне-Чуйской седловины к середине среднего карбона полого воздымался по направлению к Чуйской глыбе от 2500 до 1000 м и менее. Структурный облик Нижне-Чуйской седловины определяют цепи соляных структур, вытянутых вдоль разломов, рассекающих фундамент. Наиболее четко установлена северная цепь таких структур (Каракийский вал) в составе Кожимбекской, Каракийской и Чекмень-Казганской структур. Южнее его лежит глубокая Жапракская мульда. Вторую (Тантайскую) цепь структур образуют купола Тантай, Казангап и Караоба. Кентаральская мульда отделяет Тантайскую цепь от Бестюбинской в составе Кентаральской, Бестюбинской, Чилинской и Андагульской структур. К югу от нее лежит Карагайлинская мульда, имеющая на Чуйской глыбе продолжение в виде Тогуз-Гумалакской наложенной мульды. Последнюю цепь соляных структур образуют купола Аяктогуз, Уланбель, Есентай.

Наиболее активные соляные структуры (Бестюбе, Тантай, Казангап) имеют в ядре соляные массы фамена и прорывают нижнекаменноугольные отложения, наклоняя их под углами от 45 до 75° . Подсолевые верхнедевонские осадки

наклонены под углами не более 10° . В менее активных структурах соли фамена на поверхность не выходят, и их соляная природа устанавливается по сейсмическим и гравитационным данным.

Группирование соляных структур в вытянутые цепи, на продолжении которых часто находятся разломы (Каракийский, Андагульский и др.), позволяет предположить, что активное движение солей с нагнетанием их в соляные купола было вызвано блоковыми подвижками фундамента в середине среднего карбона. Дальнейший рост соляных структур происходил в позднепалеозойское, а также в современное время.

Тесбулакская впадина лежит между Сарысуйским, Тастинским и Эргенекты-Джуактюбинским поднятиями и Нижне-Чуйской седловиной и изучена в настоящее время лишь сейсмическими методами. Глубина ее погружения к середине среднего карбона составила более 3000 м. В центральной и южной частях Тесбулакской впадины сейсмическими и гравитационными методами обнаружены погребенные соляные структуры, соединяющие Кокпансорский и Нижне-Чуйский ареалы их распространения в единое поле. На северо-восточном борту Тесбулакской впадины получили развитие поперечные (северо-восточного простирания) разломы фундамента, вызвавшие образование в среднепалеозойских отложениях ряда брахиантиклиналей и структурных носов северо-восточного простирания. Наиболее известен из них Джаманайбатский структурный нос, связанный, вероятно, с разломами уже упоминавшейся Жеты-Конурской зоны.

Среди квазиplatformенных структурных элементов Казахстанско-Тянь-Шаньского массива выделяются своеобразные структуры, известные как наложенные мульды. Они широко развиты в Северной Бетпак-Дале и Северо-Западном и Западном Прибалхашье и описаны в работах М.И.Александровой и Б.И.Борсука (1955), Н.Г.Марковой (1961), А.Е.Михайлова (1969) и др. Обычно это угловатые в плане мульды, заполненные отложениями фамена, турне и визе мощностью от нескольких сотен до 1000-1700 м. Внутренняя структура наложенных мульд не обнаруживает какой-либо связи с их фундаментом, который обычно представлен ниже-среднедевонскими эффузивными толщами или красными среднее-верхнего девона. Однако полоса распространения наложенных мульд обнаруживает определенную территориальную связь с Западно-Балхашским силурийским прогибом.

Складчатые деформации в пределах наложенных мульд достаточно спокойные (наклоны пород $20-30^{\circ}$), лишь у разломов появляются крутые мелкие структуры. Из числа таких мульд наиболее крупными являются Джайльминская, Мийкайнарская, Кзылкингирская, Акжар-Сарытумская, Беркутинская, Кашкентенезская, Каракамысская. Некоторые из таких мульд (Ортовская, Таставская, Сарыбулакская, Чажагайская) расположены в зонах разломов и представляют собой интенсивно раздробленные односторонние грабены.

Однако несмотря на то, что в настоящее время эти мульды разобщены, в раннекаменноугольную эпоху здесь был сформирован единый, относительно малоощный (около 1000-1500 м) плащ фаменских, турнейских и визейских отложений. Источники сноса в пространствах между мульдами отсутствовали, что легко устанавливается при сопоставлении разрезов мульд. Приток обломочного материала в прибрежный бассейн осуществлялся с юго-запада, из района Бурунтавского поднятия и Джалаир-Найманской зоны. Возможно, лишь, что современные мульды характеризовались несколько более мощными осадконакоплениями, чем межмульдовые пространства, откуда нижнекаменноугольные отложения были впоследствии полностью снесены. Отнести конседиментационную структуру территории распространения наложенных мульд к какому-либо из намеченных выше генетических типов пока затруднительно. Морфологически же они обособляются достаточно четко: близки к ним по облику и происхождению также и наложенные мульды Кокчетавского поднятия: Ошанинская, Новомихайловская, Ишимская на западе, Акканбурлукская, Шокпакская и Коксенгирская в его центральной части.

В нижнекаменноугольном структурном комплексе существуют еще более своеобразные структурные элементы, генетическая принадлежность которых до сих пор дискутируется. Это интенсивно дислоцированные зоны накопления пород повышенной мощности, располагающиеся в Большом Каратау, в Чаткале и на Сарысу-Тенизском водоразделе. Эти зоны (особенно Большой Каратау) часто трактуются как варисийские многоэпизодные синклинали, что с нашей точки зрения представляется неверным, так как полностью противоречит формационным особенностям заполняющих их толщ. С другой стороны, увязать эти структуры со структурой Уральской, Южно-Тянь-Шаньской и Джунгаро-Балхашской варисийских геосинклинальных систем оказывается невозможным. Основной особенностью, отличающей структуры Большого Каратау, Чаткала и Сарысу-Тенизского водораздела от всех описанных ранее структурных элементов является то, что в конце раннего - начале среднего карбона в них появилась инверсия.

Складчатая зона Большого Каратау вытянута в северо-западном направлении вдоль Каратау-Таласского разлома, ограничивающего ее с северо-востока. С юго-запада от Сырдарьинской квазисинеклизы ее отделяет Туркестанский разлом, но граница эта в достаточной мере условная. На северо-западе складчатая зона, вероятнее всего, воздымается, а на юго-востоке поперечное Майдантальско-Сандалашское поднятие (относительное) отделяет ее от Чаткальской складчатой зоны. За фаменскую - ранне-среднекаменноугольную стадию в Каратауской складчатой зоне на северо-западе накопилось до 3000 м, а в центральной и юго-восточной части - до 5000 м почти исключительно карбонатных осадков, заполнивших асимметричный прогиб с наиболее погруженной частью, приближенной к Каратау-Таласскому разлому. Этот прогиб полностью унаследовал Каратаускую предгорную впадину позднедевонской эпохи.

Варисийская структура Каратауской складчатой зоны в последние годы наиболее полно изучена В.В.Галицким (1967). Она характеризуется резкой дисгармонией. В нижнем структурном комплексе, охватывающем молассы тьюлукбашской свиты, господствуют пологие брахиантиклинали с наклоном крыльев 20-30°. Верхний, нижнекаменноугольный структурный комплекс образует широкие плавные брахиантиклинали коробчатой формы с наклоном крыльев от 15-20° на удаленных от Каратау-Таласского разлома участках до 35-50° по мере приближения к нему. В ядрах синклиналей нижнекаменноугольные отложения часто лежат субгоризонтально или характеризуются малыми (15-20°) углами наклона. Размеры брахиантиклиналей и брахисинклиналей составляют 20-50 км в длину при ширине 7-20 км.

Нижнекаменноугольные брахиантиклинали сорваны со своего основания и как бы "плавают" на структурах среднего (фаменского) комплекса, представленными узкими мелкими линейными, часто изоклинальными складками в пластичных породах "корлешской пачки". Этот срыв происходит на двух стратиграфических уровнях: в основании фамена и в основании турне, где образуются поверхности шарьирования. Верхний комплекс (покров) карбона и средний комплекс (покров) фамена смещены по отношению друг к другу и по отношению к автохтону на расстояние в многие километры (до первого - второго десятка) с северо-запада на юго-восток, будучи, таким образом, динамически связанными с левосторонними сдвиговыми смещениями по линии Каратауского разлома. В зоне разлома отмечается широкое развитие милонитов, тектоническое разлинзование. Породы карбона тут стоят на головах. Общий структурный фон Каратауской складчатой зоны определяется двумя антиклинориями с выходами нижнего палеозоя: антиклинорием Северо-Западного Каратау и Джебаглинским, которые разделены синклинорием Центрального Каратау. К Каратауской складчатой зоне принадлежит также крупная пологая (15-40°) Машатская брахиантиклиналь, лежащая к юго-западу от Джебаглинского антиклинория, а также Кашкаратинская синклиналь. Не взирая на интенсивность дислокаций, В.В.Галицкий (1967) трактует Каратаускую складчатую зону как "подвижную

варисскую платформу, так как здесь нет типичных начальных этапов формирования геосинклинали, нет морских вулканогенных формаций. Франская моласса, с которой начинается осадконакопление, лежит на эпикаледонском пепле... В пользу этого вывода свидетельствует и весьма слабый вариссийский магматизм, выраженный мелкими (не более 1 км^2) штоками гранит-порфиров, гранодиоритов и гранитов в зоне Каратауского разлома.

Чаткальская складчатая зона расположена в Угамском, Пскемском, Санда-лашском и Чаткальском хребтах. На юго-западе Кассансайское (или Терек-ское) поднятие отделяет ее от структур Кураминского вулканического пояса; на северо-востоке она срезана Таласским разломом, а на юго-востоке — открывается в Атойнакскую геосинклинали Южно-Тянь-Шаньской вариссийской системы. В конседиментационной структуре здесь выделяются Майдантальско-Санда-лашское относительное поднятие, где накопилось не более 2500 м осадков, и Чаткальская впадина, где суммарная мощность фамена и нижнего карбона до-стигает 6000 м.

Современная структура Чаткальской складчатой зоны заметно отличается от конседиментационной. Здесь господствуют горст-антиклинали и грабен-син-клинали северо-восточного простираения, охватившие и юго-восточную часть Каратауской седиментационной впадины. Длина их колеблется от 50 до 120 км, ширина 5–30 км. В ядрах горст-антиклиналей (Майдантальской, Коксуйской, Пскемской, Санда-лашской, Еттызинданской и Чаткальской) выведены на по-верхность породы каледонского складчатого фундамента. Горст-антиклинали ограничены обычно взбросами или крутыми надвигами (многие из них имеют альпийский возраст, но многие — первичны). Мощности фаменских и нижне-каменноугольных пород на горст-антиклиналях иногда заметно уменьшаются (особенно на Санда-лашской), что позволяет предполагать конседиментацион-ный рост хотя бы части структур.

Грабен-синклинали (Угамская, Пскемская, Ойгаинская, Санда-лашская и Чаткальская) обычно распадаются на ряд отдельных брахисинклиналей, что позволяет некоторым исследователям именовать их синклинориями. Углы накло-нов крыльев грабен-синклиналей не превышают, как правило, $20\text{--}30^\circ$; только на участках, подвернутых под краевыми надвигами горст-антиклиналей, эти углы достигают $40\text{--}50^\circ$, а иногда породы стоят на головах. Складки короб-чатой формы для Чаткальской складчатой зоны не характерны: субгоризонталь-ное залегание отмечается только в ядрах Угамской и Пскемской грабен-син-клиналей на небольших участках. Южное крыло Чаткальской синклинали рассе-чено системой продольных крутых надвигов, направленных к северу, в сторону от варисцид Южно-Тянь-Шаньской системы. Наклон этого крыла более крутой — $30\text{--}45^\circ$. В.С.Буртман (1964) установил связь структуры Чаткальской склад-чатой зоны со сдвиговыми правобокowymi перемещениями по Таласо-Ферган-скому разлому (любопытно, что в Большом Каратау на непосредственном про-должении Таласского разлома В.В.Галицким установлен левый сдвиг!).

Вариссийская структура Кассансайского (Терекского или Каратерекского поднятия) изучена слабо в связи с широким распространением здесь додево-нских толщ и эффузивов кугалинской свиты нижнего-среднего девона, прорван-ных гигантскими интрузиями среднекаменноугольных гранитоидов.

Сарысу-Тенизская складчатая зона (более точное ее название предложил в 1961 г. Ю.А.Зайцев — Сарысу-Тенизская зона глыбовых складок) по своему строению напоминает Чаткальскую и состоит из горст-антиклиналей и грабен-синклиналей. Она расположена в промежутке между Тенизской и Чу-Сарысу-ской квазисинеклизмами. С запада ее ограничивает Улутауское поднятие, с востока — поднятия девонского краевого вулканического пояса вдоль Атасуй-ского антиклинория. Эта складчатая зона как отрицательная седиментационная структура была заложена в средне-позднедевонскую стадию в виде описанной выше Сарысу-Тенизской системы межгорных впадин. В фаменско-раннекамен-ноугольную стадию она развивалась в виде глубокого (до 4000–5000 м) про-гиба меридионального простираения вдоль восточного края Улутауского подня-

тия. Южная часть этого прогиба названа М.В.Мартыновой и Ю.А.Зайцевым Каракингирским прогибом, северная часть – Жаксыконским. Субширотные и северо-западные разломы, определившие заложение молассовых прогибов, в фаменско-раннекаменноугольную стадию развивались на фоне общего прогиба-ния гораздо менее активно, обусловив лишь понижение мощностей на сводах горст-антиклиналей и повышение ее в ядрах грабен-синклиналей и лишь в ряде случаев – формирование небольших краевых несогласий (в основании турне, верхнего вize).

В Сарысу-Тенизской складчатой зоне Ю.А.Зайцев различает северную, относительно поднятую часть, где горст-антиклинали преобладают по площади над грабен-синклиналями (она унаследована от Каптадырско-Кирейского поднятия), и центральную часть, где между ними наблюдаются обратные соотношения (унаследована от Жаксыконского прогиба). В южной части складчатой зоны на западе выделяется Кингирская зона брахискладок (относительно опущенная, унаследованная от Шагырлинского прогиба), на востоке – Теректинское поднятие. Перечисление многочисленных складок Сарысу-Тенизской зоны, вероятно, излишне. Приведем только наиболее характерные черты морфологии этих структур. По сведениям Ю.А.Зайцева (1961) и А.Е.Михайлова (1969), глыбовые складки Сарысу-Тенизской зоны представляют собой чередование выдвинутых и опущенных блоков фундамента, имеющих длину 80–150 км при ширине 5–25 км. На сводах горст-антиклиналей и в ядрах грабен-синклиналей породы среднего – верхнего девона и нижнего карбона имеют пологое (от 5–10 до 15–25°) залегание; смежные горст-антиклинали и грабен-синклинали разделены сбросами или взбросами с вертикальной амплитудой до 4000 м, переходящими во флексуры с крутым (от 40–50 до 70–80°) залеганием пород. Эти особенности определяют коробчатую и сундучную форму складок. Горст-антиклинали и грабен-синклинали бывают асимметричными и симметричными (двусторонними): по их взаимному расположению устанавливается слабо выраженное антивергентное строение Сарысу-Тенизской складчатой зоны.

В Кингирской зоне преимущественно развиты куполовидные брахиантиклинали и мульды с наклонами крыльев от 10–20 до 30°. Лишь осложненные разрывами крылья брахискладок наклонены круче – до 40–50°.

Достаточно распространены в фаменском-раннекаменноугольном комплексе и мелкие складки длиной 1–3 км при ширине до 300 м, с наклоном крыльев 45–60°. Среди них Ю.А.Зайцев выделяет складки приразломного происхождения, дисгармоничные складки нагнетания и дисгармоничные складки бокового сжатия (А.Е.Михайлов считает последние складками оползания). Все эти структуры обязаны своим происхождением трансформации первичных вертикальных движений крупных блоков в локальные горизонтальные напряжения.

Таким образом, устанавливается конседиментационное начало формирования крупных структур и постседиментационное завершение его (так же, как и в Чаткальской складчатой зоне). Мелкие складки имеют постседиментационный характер.

Заслуживают внимания еще некоторые аналоги между Сарысу-Тенизской, Чаткальской и Каратауской складчатыми зонами. Все они расположены против входящих углов в ограничениях Казахстано-Тянь-Шаньского массива (в отношении Сарысу-Тенизской зоны это было впервые подмечено А.А.Богдановым). Действительно, Сарысу-Тенизская складчатая зона лежит на продолжении входящего угла, образованного Нуринским и Успенским синклиниями Джунгаро-Балхашской варисийской системы. Чаткальская складчатая зона и продолжающая ее к северо-западу Каратауская лежат против входящего угла, образованного Атойнакской геосинклиналью Южно-Тянь-Шаньской варисийской системы. С этой точки зрения, весьма вероятно присутствие еще одной среднепалеозойской складчатой зоны в совершенно не изученном до сих пор районе к северу от Бельтауского массива против входящего угла Северо-Букатауского синклинория.

Последним типом фаменских – ранне–среднекаменноугольных структурных элементов являются пригеосинклинальные впадины. Две такие впадины были кратко охарактеризованы при описании Валерьяновского и Кураминского вулканических поясов. Третьей впадиной этого типа является Нарынская. В отличие от двух первых она заложена полным разрезом фамена–нижнего–среднего карбона мощностью до 3000 м в центральной части. Современная ее структура характеризуется крупными односторонними горст–антиклиналями с наклоном крыльев в 20–30°, иногда более, и разделяющими их пологими миндалевидными в плане мульдами, где нижнекаменноугольные породы наклонены под углами около 10°. Горст–антиклинали выражены в рельефе в виде горных хребтов; мульды унаследованы межгорными впадинами, т.е. определенная часть амплитуды дислокаций нижнего карбона обусловлена не палеозойскими, а альпийскими дислокациями.

Верхнепалеозойский структурный этаж

Верхнепалеозойский этаж в периферических зонах Казахстано–Тянь–Шаньского массива характеризуется развитием структур орогенного ряда, а в центральной его зоне – квазиплатформенными структурами.

В западной периферической зоне верхнепалеозойские структуры развиты весьма ограниченно. К ним принадлежат наложенные впадины и грабены двух типов: молассовые и вулканические. Наложённые впадины первого типа формировались в начале позднего палеозоя. Они заполнены красноцветной молассой среднего–верхнего карбона и нижней перми. Глубина их прогибания не превышает 1500 м. Они тяготеют к линиям крупных разломов и иногда приближаются по форме к односторонним грабенам. Наклоны слоев во впадинах около 15–20°, у разломов они повышаются до 45°. Размеры впадин – первые десятки километров в длину, первые километры в ширину. Аналогичные структуры присутствуют и в восточных частях Уральской варисийской геосинклинальной системы.

Наложённые впадины, заполненные вулканическими и вулканогенно–молассовыми толщами, принадлежат к верхней перми и к нижнему триасу. Наиболее известным представителем структур этого типа является Кушмурунский грабен, заполненный толщами базальтов туринской серии. Глубина его достигает, по–видимому, 1000 м. Покровы базальтов, заполняющие его, лежат почти горизонтально, приобретая заметные углы наклона только в зонах разломов (сбросов), ограничивающих грабен или пересекающих его. Размеры грабена достигают 75 × 120 км. Кроме Кушмурунского грабена, в Тургайском прогибе известно еще несколько мелких грабенов и грабен–синклиналей, заполненных базальтами туринской серии.

В Приаральском секторе западной периферической зоны верхнепермские–нижнетриасовые красноцветы с пластами пикритов и прослоями туфов заполняют две наложенные структуры: Аральско–Камыслыбасский грабен и Тюратамскую впадину. Аральско–Камыслыбасский грабен имеет меридиональное простирание и линейную форму. Его ограничивают с запада и востока сбросы, принадлежащие к системе разрывов, разделяющих уралиды и Казахстано–Тянь–Шаньский массив. Глубина его, вероятно, – в пределах первых сотен метров. Судя по керну скв. 1,2 Аральск, наклоны пород не превышают 20°. Тюратамская впадина имеет овальную в плане форму, размеры ее достигают 60 × 120 км, северо–восточный и западный ее борты, по–видимому, осложнены разрывными нарушениями. Глубина ее погружения составляет более 500 м. Породы верхней перми–нижнего триаса в керне скважин наклонены под углами 20–30°, но встречаются и более крутые (до 75°?) наклоны.

В южной периферической зоне Казахстано–Тянь–Шаньского массива ведущим структурным элементом является Кураминский краевой вулканический пояс. Структура его изучена в той части, которая охватывает горы Каржантау и Кураминский хребет и может быть названа Кураминской впадиной.

Кураминская верхнепалеозойская впадина в целом унаследована от раннекаменноугольной вулканической впадины. На северо-востоке Кумбельским разломом она отделена от Чаткальской складчатой зоны. На юго-востоке (Чадак, Гавасай) структуры Кураминской впадины выходят и в северо-восточное крыло Кумбельского разлома. На западе Кураминская впадина ограничена поднятиями геосинклинального фундамента и среднепалеозойских образований (Моголтау, Калканата, Алмалык). Северное и юго-восточное ограничения Кураминской впадины закрыты платформенным чехлом и устанавливаются геофизическими методами; структура их еще не ясна. Размеры Кураминской впадины достигают 150×180 км.

Кураминская впадина заполнена вулканогенными толщами среднего-верхнего карбона, перми и нижнего триаса общей мощностью до 5000 м. Важную роль в ее структуре играют и крупные массивы гранитоидов. По данным В.А.Арапова (1965, 1966), Кураминская верхнепалеозойская впадина распадается на ряд крупных синклинальных структур размером до 30×50 км (В.А.Арапов именует их мульдами проседания). В пределах этих мульд верхнепалеозойские образования имеют повышенные (до 3000-5000 м) мощности, возрастающие от их бортов к центру. Породы верхнего палеозоя также наклонены под углами $15-25^\circ$, постепенно выходя к центрам мульд вплоть до горизонтального залегания. Уменьшение наклонов прослеживается и снизу вверх по разрезу образований, заполняющих мульды. Мощности отдельных свит также возрастают к центрам мульд, что свидетельствует о "конседиментационном" их развитии. Крылья мульд иногда осложняются брахискладками, разбитыми на отдельные блоки системой сбросов, взбросов и взбросо-сдвигов. В центрах мульд или вдоль разломов, осложняющих их крылья, группируются вулканические аппараты, устанавливаемые по прижерловым фациям и субвулканическим интрузиям (Арапов, 1966). Центральные части Камчикской, Ташкескенской, в меньшей мере Лашкерекской мульд заняты крупными субпластовыми интрузиями гранат-порфиров. В.А.Арапов отождествляет мульды проседания с крупными кальдерами обрушения или опускания (типа современных индонезийских или японских кальдер, имеющих сходные размеры, мощность, структуру). В связи с мозаичным характером строения Кураминской впадины ее борта морфологически выражены плохо.

Мульды отделены друг от друга горстами, где на поверхность выведены интрузии гранитоидов позднепалеозойского возраста. В провесах их кровли отдельными участками сохранились нижние свиты верхнепалеозойского комплекса, развитые здесь в сокращенных мощностях. Структура горстов еще недостаточно выяснена.

Существование в пределах Кураминского пояса второй вулканической впадины заметно меньшего размера предполагается нами под платформенным чехлом Голодной степи к югу от пос. Чардара. Здесь по геомагнитным данным получили распространение эффузивные породы, образующие три отдельных поля, разделенные массивами гранитоидов (Кунин, 1968). По аналогии с Кураминской впадиной следует предполагать, что поля эффузивов соответствуют мульдам проседания, а массивы гранитоидов - горстам.

Несколько отлична структура Илийского сектора Илийско-Прибалхашского краевого верхнепалеозойского вулканического пояса. Здесь располагаются две крупные (до 100×200 км) овальные вулканические впадины: Сарыозекская и Джаркентская. Обе они имеют овальную в плане форму и заполнены верхнепалеозойскими вулканическими толщами. Общая мощность этих толщ, как и мощность отдельных свит, максимальна (более 4500 м) в центральных частях впадин. Самые молодые свиты развиты только в центрах впадин. Борты впадин морфологически выражены очень четко и представляют собой моноклиналы (угол $10-20^\circ$), осложненные системой ступенчатых сбросов. Столь же четко выражено восточное центриклинальное замыкание Сарыозекской впадины. В центральных частях впадин породы верхнего палеозоя наклонены под углами в первые градусы и рассечены системой долгоживущих продольных взбросов,

по которым одни из блоков несколько приподняты и надвинуты на другие (например, горст Архарлы). Вдоль этих разрывов располагались вулканические аппараты и происходили трещинные извержения. Впадины разделены Алтын-эмельской гребневидной горст-антиклиналью, где на дневную поверхность выведены ниже-каменноугольные эффузивы, образования геосинклинального фундамента и прорывающие их гранитоиды.

Обнаженность обеих вулканических впадин в их центральных частях оставляет желать лучшего, однако в Сарыоземской впадине обнаружены две вулканотектонические депрессии (мульды, кальдеры) размерами около 20–30 км в поперечнике, заполненные пермскими эффузивами. Южная из этих мульд (Куртинская) имеет несколько коробчатую изометричную форму; в ее центре располагаются интрузии южноджунгарского комплекса. Центральная часть северной (Капчагайской) мульды занята крупной пластовой интрузией гранит-порфиров и близко напоминает Камчикскую мульду Кураминской впадины.

Структура Западно-Прибалхашского сектора Илийско-Прибалхашского вулканического пояса в основных чертах близка структуре Илийского сектора. Здесь располагается Жамшинская впадина, заполненная верхнекаменноугольными и нижнепермскими эффузивами мощностью свыше 2500 м. Внутри впадины выделяются две вулканотектонические мульды (Бахтеев, 1966; Бахтеев и др., 1971): Кокдомбакская и Шенгельбайская. Верхнепалеозойские образования этих мульд полого (10–15°) наклонены к их центру, где группировались вулканические аппараты, частично уничтоженные впоследствии крупными интрузиями позднепермских гранитоидов.

Далее к северу Илийско-Прибалхашский пояс продолжает крупная Токрауская впадина, наложенная уже на варисийский складчатый фундамент. Мощность вулканических толщ верхнего палеозоя здесь более 5000 м, и в ее строении, в отличие от Жамшинской впадины, принимают участие и верхнепермские эффузивные толщи. Токрауская впадина также состоит из отдельных вулканотектонических мульд (Бахтеев, 1966). Следует отметить, что в Прибалхашском поясе интрузии гранитоидов занимают центральные части мульд (кальдер), а в Кураминском вулканическом поясе – преимущественно горсты, разделяющие мульды. Значение этого факта пока еще не истолковано.

Квазисинеклизы верхнепалеозойского комплекса полностью наследуют среднепалеозойские квазисинеклизы и основные черты их строения (некоторую трансформацию испытывает только Южно-Тургайская квазисинеклиза). Тенизская квазисинеклиза сохраняет полностью свои очертания и расположение зон максимального прогибания, сосредоточенного в Кыпшакском и Кийминском прогибах (до 2000 м). С начала пермского периода начинается общее сокращение области прогибания преимущественно за счет восточной части квазисинеклизы. К началу поздней перми осадконакопление локализуется в отдельных остаточных седиментационных мульдах, на которые распалась квазисинеклиза: Кийминской, Ладыженской, возможно, Алакольской. Существенным представляется, что если Кийминская мульда полностью унаследована, то Ладыженская расположена в центральной части квазисинеклизы, на месте прежнего центрального поднятия.

В Чу-Сарысуйской квазисинеклизе участки максимального прогибания также унаследованы от предыдущей фаменско-ранне-среднекаменноугольной стадии. Джекказганская впадина прогнулась за позднепалеозойскую стадию более чем на 3000 м, Кокпансорская и Сузакско-Байкадамская – на 2000–2300 м, Муюнкумская и Тесбулакская – на 2500 м. Солеродные бассейны раннепермской эпохи локализовались в центральных частях впадин. В позднепермскую эпоху после тектонических поднятий, обусловивших в юго-восточной части Чу-Сарысуйской квазисинеклизы разрыв в кровле соленосных толщ перми, единый бассейн осадконакопления распался на три: Джекказганско-Тесбулакский, где накапливались мергелисто-терригенные толщи кингирской свиты, Кокпансорский с маломощным терригенным осадконакоплением, Сузакско-Байкадамский и Муюнкумский; последнему было свойственно уже широтное в целом простира-

ние. Эти же движения обусловили активный рост брахиантиклинальных складок. По данным Г.П.Филиппева (1972), за позднюю пермь сформировано до 50% амплитуды складок, заложенных в каменноугольном периоде, а целый ряд структур заложен и сформирован в поздней перми постседиментационным путем.

Тастинское поднятие в позднем палеозое сохраняло тенденции к положительным движениям. В позднекаменноугольную эпоху в сфере осадконакопления сохранялись лишь его периферические части; в пермский период оно служило, вероятно, источником сноса, но расчлененного рельефа на нем не было. Мощность накопившихся здесь отложений не превышает 500 м.

Структуры третьего порядка в верхнепалеозойском структурном этаже по морфологии близки структурам нижнекаменноугольного структурного этажа, поэтому отдельно не описываются.

Южно-Тургайская квазисинеклиза в позднем палеозое была захвачена общим поднятием. Лишь в ее южном окончании, по данным Б.А.Кулубекова (1965) и Ю.А.Семина, предполагается присутствие непосредственно под мезозойским чехлом слабо уплотненных терригенных осадков с пластовыми скоростями сейсмических волн, равных примерно 3,0-4,0 км/сек. Эти скорости близки скоростям верхнего палеозоя Чу-Сарысуйской квазисинеклизы и резко отличаются от высоких (более 5,0 км/сек) скоростей, характерных для нижнекаменноугольных толщ. Осадки заполняют овальную Арыскупскую впадину, глубина прогибания которой пока не установлена.

Кроме квазисинеклиз, в центральной части Казахстано-Тянь-Шаньского массива имеются небольшие (до 15-20×30-50 км) наложенные впадины, располагающиеся изолированно друг от друга в Сырдарьинской квазисинеклизе и заполненные сероцветными и пестроцветными тонкими терригенными осадками среднего-верхнего карбона (?). Строение этих впадин, обнаруженных под платформенным чехлом сейсмическими и гравитационными методами, известно еще недостаточно. Углы наклона пород в керне единственной пройденной по этим осадкам скважины составляют около 20°.

Последней разновидностью структур, имеющих в позднепалеозойское время в центральной зоне Казахстано-Тянь-Шаньского массива, являются неглубокие мульды, заполненные базальтовыми лавами и терригенными породами перми. Такие мульды известны в восточной части массива, где квазисинеклизы отсутствуют. Наиболее крупные нижнепермские мульды обнаружены на южных склонах хр. Кетмень, в Боомском районе, в хребтах Джумгольском и Молдотау. Глубина их колеблется от 200 до 500 м, составляя лишь в Бооме 800 м. Размеры относительно невелики - первые сотни квадратных километров. Залегание пород близко к горизонтальному. К этой же разновидности следует, по-видимому, отнести Даубабинскую и Ирисуйскую вулканотектонические мульды глубиной до 1400 м. Обе эти мульды представляют собой кальдеры проседания до 20 км в поперечнике, заполненные щелочными базальтами верхней перми.

Пригесинклинальные позднепалеозойские впадины обнаружены только в южной периферической зоне Казахстано-Тянь-Шаньского массива вдоль границы с варисцидами Южного Тянь-Шаня. Наиболее изучена Джамандаванская впадина, заполненная флишево-молассовыми морскими сероцветными толщами московского яруса, верхнего карбона и нижней перми, аналогичными разновозрастным толщам Южно-Тянь-Шаньской системы. Эта впадина вытянута в восток-северо-восточном направлении и с юга ограничена Атбашинским краевым швом Казахстано-Тянь-Шаньского массива. С севера ее ограничивают среднепалеозойские структуры Нарынской впадины.

Глубина прогибания Джамандаванской впадины составляла около 5000 м. Заполняющие ее породы образуют простые открытые складки с наклоном крыльев в 30-40°. Возможно, что еще одна такая впадина протягивается в центральной части Ферганской впадины, вдоль внешнего края варисцид в северо-восточном направлении. Наконец, к структурам того же типа относится и Северо-Букантауская впадина.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ, ЮЖНО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ И УРАЛЬСКАЯ ВАРИСЦИЙСКИЕ СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ

Выше были рассмотрены верхнепалеозойские структурные элементы в пределах доварисцийских структур Казахстано-Тянь-Шаньского массива. Однако в варисцийских геосинклинальных системах также присутствуют эпигеосинклинальные орогенные образования.

Существенной разницы между разновозрастными структурами в пределах варисцид и доварисцид Урало-Монгольского пояса не обнаруживается. Более того, некоторые структурные элементы непосредственно переходят с доварисцийского на варисцийский фундамент, не изменяя заметно своего строения. Примером этому служит Илийско-Прибалхашский вулканический пояс, рассмотренный выше. Его Илийский сектор расположен на доварисцийском фундаменте, а Западно-Прибалхашский (Токрауская впадина) — на варисцийском. Таким образом, описание структур вулканических поясов верхнего палеозоя характеризует и аналогичные структуры варисцид.

Второй разновидностью вулканических верхнепалеозойских структур варисцид служат внутренние наложенные впадины. В пределах рассматриваемой территории выделяются две таких впадины: Эбинорская и Саякская. Первая из них наложена на структуры Бороталинского синклинория и располагается почти целиком в Китае. На советскую территорию попадает лишь ее окраинная вулканотектоническая мульда — Чулакская впадина, заполненная толщей эффузивов верхнего карбона и нижней перми мощностью до 1500 м. Эти эффузивы образуют пологую ($10-15^\circ$) мульду, в центре которой установлены субвулканические интрузии и малые тела гранит-порфиров. Мульда рассечена рядом сбросов, обуславливающих ее блоковое строение.

Саякская внутренняя впадина относится к несколько иной категории структур. Она расположена на ранневарисцийском Кентерлауском антиклинории, но лежит согласно на его геантиклинальных формациях. Мощность заполняющих ее вулканогенно-молассовых толщ нижнего-среднего карбона и верхнего палеозоя превышает 5000 м. Размеры впадины достигают 30×50 км, однако характерные особенности ее строения свидетельствуют о том, что она относится скорее к категории межгорных молассовых впадин. В образовании и развитии впадины существенную роль играли разломы, тяготеющие к ее бортам. Наклоны крыльев впадины составляют $15-20^\circ$ и уменьшаются снизу вверх по разрезу и от ее бортов к центру.

Вулканические структуры характерны для Джунгаро-Балхашской системы варисцид. Южно-Тянь-Шаньской и Уральской системам свойственны молассовые наложенные впадины. В Южном Тянь-Шане "красные мульды" верхнего палеозоя были описаны Н.М. Синецким. Они заполнены молассовыми отложениями, содержащими лишь отдельные покровы кислых лав и туфов. Размеры их составляют 15-20 км в длину и 5-10 км в ширину, глубина прогибания — от первых сотен метров до 1500-1800 м. Углы наклона бортов впадин колеблются от $5-10$ до $15-20^\circ$, увеличиваясь лишь в зонах разломов, ограничивающих иногда один из бортов впадин.

Линейные молассовые грабенообразные впадины Уральской системы не отличаются от верхнепалеозойских впадин Тургайского прогиба. Кроме линейных внутренних грабенообразных впадин, в Уральской системе варисцид имеются широкие пологие впадины, заполненные более молодыми верхнепермскими-нижнетриасовыми красноцветными молассовыми толщами. К числу таких впадин принадлежат Атажаксинский периклинальный прогиб (Авров и др., 1969) и Южно-Аральская пермо-триасовая впадина, обнаруженная сейсмическими работами в ложной половине акватории Аральского моря. Глубина прогибания этой впадины составляла около 2000 м; структурные ее особенности известны еще плохо. Во внешнюю сторону структуры обеих впадин постепенно сливаются с верхнепалеозойскими структурами Северо-Устюртской квазисинеклизы.

Палеозойско-триасовыми образованиями здесь выполнены три крупные отрицательные структуры, развитые над глубокопогруженными массивами: Северо-Устюртским, Южно-Мангышлакским и Каракумо-Байсунским. Две из них - Северо-Устюртская и Амударьинская - имеют в плане изометричную форму и обладают общими чертами с описанными выше квазисинеклизами. Они отличаются от них несколько большими размерами и значительными мощностями эпигеосинклинального комплекса, достигающими максимальных значений (7000-10000 м) в центральных частях. К периферии мощности комплекса снижаются до 2000-3000 м. Третья структура, развитая на фундаменте Южно-Мангышлакского массива, линейна и представляет собой одноименную зону гребнеобразных прогибов или желоб.

Сведения о структуре указанных тектонических элементов базируются преимущественно на данных сейсморазведочных исследований.

Северо-Устюртская квазисинеклиза

Одной из характерных особенностей волнового поля Северного Устюрта является прослеживание здесь на 1-5 км выше поверхности фундамента (горизонт T_{ϕ}) преломляющего горизонта T_3 с граничными скоростями 5,4 - 5,5 км/сек (Гарецкий, Сапожников, 1970). Р.Б.Сапожников выделил преломляющий горизонт T_3 почти на всех профилях КМПВ, выполненных в пределах Северного Устюрта Турланской экспедицией Казгеофизтреста, а также проследил его на переинтерпретированных профилях КМПВ, обработанных в пределах Каракалпакии трестами "Спецгеофизика" и "Узбекгеофизика". При этом оказалось, что на профиле VII между площадями Аламбек и Коскала четко выделяется область полного прекращения регистрации волны t_3 . Здесь непосредственно за волнами, располагающимися внутри отложений платформенного чехла, на удалении 18-21 км от пункта взрыва, начинает регистрироваться волна t_{ϕ} , что указывает на выклинивание толщи отложений, заключенных между преломляющими границами T_{ϕ} и T_3 , и на залегание юрских пород непосредственно на кристаллическом фундаменте.

Простая, не осложненная интерференционными и другими явлениями (смещение фаз, дифракция и т.д.) сейсмическая запись, выдержанная и постоянная граничная скорость, значительная интенсивность с очень малым коэффициентом затухания ($\alpha = 0,02-0,05$ 1/км), прямолинейность годографа и параллельность нагоняемых и нагоняющих ветвей - все это свидетельствует, по мнению Р.Б.Сапожникова, о том, что преломленная волна t_3 образуется на довольно однородной в литологическом отношении, вероятно, слабо дислоцированной поверхности субплатформенного комплекса отложений.

Результаты бурения показывают, что в скв. Байтерек-1, расположенной непосредственно на профиле КМПВ-V, преломляющая граница T_3 совпадает с поверхностью карбонатно-терригенных отложений, отнесенных к верхнему карбону - нижней перми (Карцева и др., 1971).

Эта же граница, выделенная на профиле КМПВ-VII, примерно совпадает с кровлей известняков среднего карбона - нижней перми, вскрытых скв. Каракудук в 15 км западнее профиля, и с кровлей доюрских аргиллитов и алевролитов, вскрытых на Приозерной площади в 12 км восточнее профиля VII.

Преломляющий горизонт, сопоставляемый по своим параметрам с горизонтом T_3 , выделен Л.М.Коробкиным после интерпретации материалов и на профиле КМПВ-IIIа, пройденном на Южном Устюрте трестом "Спецгеофизика" в 1961 г. По привязке к Шахпахтинской опорной скважине этот горизонт отождествляется с кровлей сероцветных карбонатно-терригенных пород пачки III, в основании которых в гальке, как указывалось выше, найдена нижнепермская микрофауна. Исходя из того, что возраст указанных отложений в

настоящее время определяется как верхний карбон—нижняя пермь, преломляющий горизонт T_3 в таком случае можно стратифицировать как поверхность верхнекаменноугольно—нижнепермских образований.

Преломляющие горизонты, близкие по положению в доюрском разрезе горизонту T_3 , выделялись на отдельных сейсмических профилях, выполненных на территории Каракалпаки рядом исследователей и до работ Р.Б.Сапожникова. Однако их стратиграфия и природа истолковывались несколько по-иному. В.В.Ишутин и др. (1968) выделили волну t_3 на профиле КМПВ-V в районе Кассарминского поднятия, причем они указывали, что по своей сейсмической характеристике эта волна близка к волне, преломленной на поверхности фундамента.

Г.А.Федотова (1970) считала, что по одним параметрам преломляющий горизонт T_3 сопоставим с опорным преломляющим горизонтом, приуроченным к поверхности фундамента, а по другим — с горизонтами в платформенном чехле. На основании этого на территории Устюрта ею был выделен складчатый и подстилающий его кристаллический фундамент.

Отмеченные выше примеры стратификации преломляющего горизонта, а также отсутствие его на многих профилях Узбекского геофизического треста связаны, во-первых, с тем, что до последнего времени на Устюрте практически не было скважин, по результатам которых можно было стратифицировать преломляющий горизонт T_3 . Кроме того, при значительном сокращении мощности отложений, заключенных между преломляющими горизонтами T_3 и T_f (до 1,5–1 км), которое наблюдается на большей части территории Восточного Устюрта, резко уменьшается, по мнению Р.Б.Сапожникова, область прослеживания волны t_3 в первых вступлениях в "чистом" виде. В этих случаях не исключены ошибки в выделении волны t_3 , когда в них частично или полностью включаются протяженные зоны интерференции. При отсутствии достаточного количества нагоняющих годографов создается впечатление интерференционного характера записи выделенной волны, а граничная скорость по ней может изменяться в широких пределах (5,4–5,9 км/сек). При увеличении мощности осадков между границами T_3 и T_f до 3–4 км и более область прослеживания волны t_3 в первых вступлениях увеличивается до 12–18 км, что при 12-километровом взрывном интервале и достаточной длине годографа позволяет уверенно и однозначно производить выделение волны t_3 , анализировать ее динамические и кинематические характеристики и выполнять надежные построения преломляющей границы.

Следует отметить, что после комплексной переинтерпретации всех имеющихся на территории Восточного Устюрта материалов КМПВ, выполненных В.А.Рзаевой, М.М.Рзаевым и Т.Л.Бабаджановым, на отдельных участках ряда профилей, особенно в структурно-погруженных зонах удалось выделить так называемую "лиловую волну" с $V_r = 5,2–5,6$ км/сек. Эта волна, по мнению указанных исследователей, расположена либо внутри верхнепермско—нижнетриасовых отложений, либо вблизи их подошвы. Значения граничных скоростей "лиловой волны" и ее стратификации (особенно второй вариант) позволяют предположить, что эта волна тождественна волне t_3 .

Структурная схема, составленная по преломляющему горизонту T_3 (рис.19), в принципе в сглаженном виде повторяет структурную схему по горизонту T_f . Рассмотрение этих схем указывает на германотипный характер дислокаций, развитых в палеозойских (доверхнепермских) образованиях Северного Устюрта, с поверхностью которых отождествляется преломляющий горизонт T_3 , а с их подошвой — T_f . Этот вывод подтверждается и результатами применяемой в последние годы на Устюрте Казахским и Узбекским геофизическими трестами методики общей глубинной точки (ОГТ). На площади Каракудук (Восточный Устюрт) методом ОГТ глубже кровли юрских отложений на глубинах примерно 3500–3700 м выделены два устойчивых отражающих горизонта. Первый из них по положению в разрезе примерно отвечает преломляющему горизонту T_3 . В районе Мынсуалмасской группы поднятий, по данным Р.Б.Сапожникова, глубже кровли юрских отложений выделено четыре устойчивых и

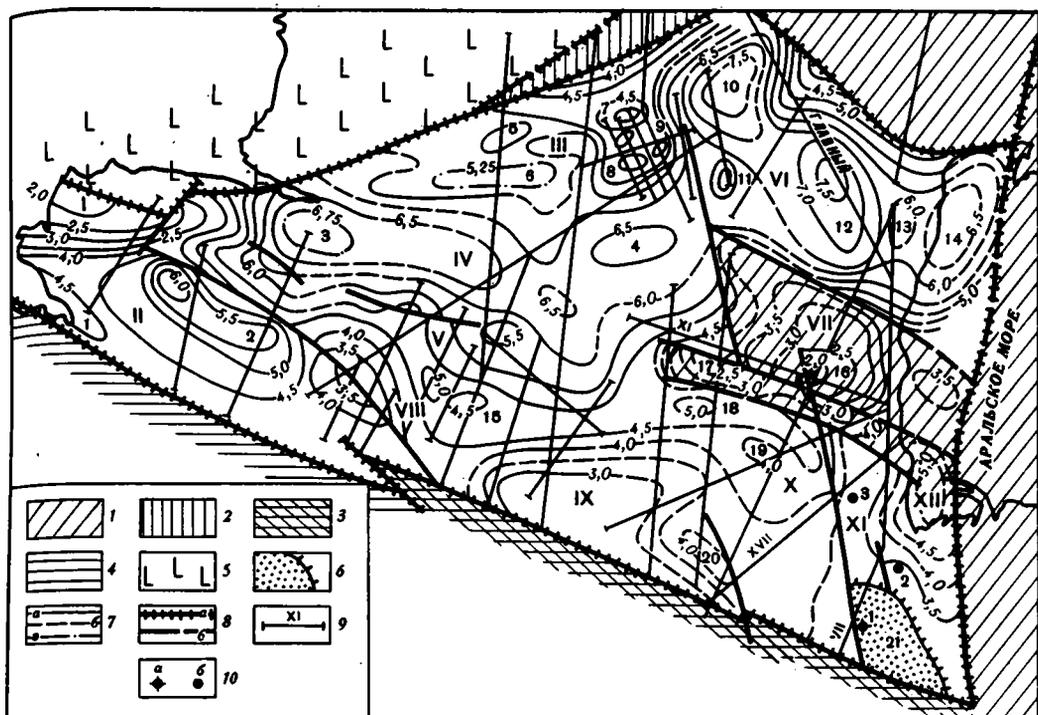


Рис. 19. Структурная схема по преломляющему горизонту T_3 (кровля доверхнепермских образований) Северо-Устьуртского массива. Составили Р.Б.Сапожников и Л.Г.Кирюхин

Системы и зоны палеозойской складчатости: 1 - варисциды Урала и Южного Тянь-Шаня; 2 - Южно-Эмбенская зона; 3 - Центрально-Устьуртская зона; 4 - киммериды Горного Мангышлака; 5 - Прикаспийская впадина; 6 - выходы на доюрскую поверхность рифейских пород фундамента Северо-Устьуртского массива; 7 - стратонизогипсы преломляющего горизонта T_3 с $V_T = 5,4-5,7$ км/сек (Северный Устьурт) и $V_T = 5,5-6,0$ км/сек (Бузачи) уверенные через 0,5 км (а), предполагаемые через 0,5 км (б), дополнительные через 0,25 км (в); 8 - разрывные нарушения: а - краевые швы, б - разрывы, зафиксированные по преломляющему горизонту T_3 ; 9 - основные профили КМПВ и их номер, упоминаемый в тексте; 10 - скважины, вскрывшие рифейские породы фундамента (?) (а) и среднекаменноугольно-нижнепермские (?) квазиplatformенные отложения (б)

Цифры на схеме: I - Бузачинский свод, II - Южно-Бузачинский прогиб, III - Мынсуалмасская ступень, IV - Каратюлейско-Самский прогиб, V - Арыстановская ступень, VI - Косбулакский прогиб, VII - Кассарминское поднятие; VIII - Такубай-Шольтауское поднятие, IX - Яркимбайский выступ; X - Барсакедьмесский прогиб; XI - Куаныш-Коскалинский вал; XII - Кабанбай-Судочий прогиб.

1 - Южно-Бузачинская мульда, 2 - Мястекская мульда, 3 - Каратюлейская мульда, 5 - Кумтюбинское поднятие, 6 - Жайлыганское поднятие, 7 - Чагырлинское поднятие, 8 - Западно-Чагырлинское поднятие, 9 - Восточно-Чагырлинское поднятие, 10 - Донгузтауская мульда, 11 - Авровское поднятие, 12 - Косбулакская мульда, 13 - Байгубекское поднятие, 14 - Кумсуатский прогиб, 15 - Западно-Каратюлейское поднятие, 16 - Байтерекское поднятие, 17 - Теренкудукское поднятие, 18 - Кулябская мульда, 19 - Агынское поднятие, 20 - Алланская мульда, 21 - Коскалинский выступ.

Скважины: 1 - Коскалинская, 2 - Приозерная, 3 - Каракудукская, 4 - Байтерекская

протяженных отражающих горизонта. Один из них по глубинам залегания примерно соответствует преломляющей границе T_3 , а два других залегают на 1,5–2 км глубже поверхности T_3 в толще отложений, заключенных между границами T_f и T_3 . Глубокие отражающие горизонты субпараллельны как между собой, так и с отражающим горизонтом III, т.е. их поведение еще раз указывает на развитие в палеозойских отложениях довольно простых тектонических форм.

На структурной карте горизонта T_3 (см. рис. 19) видно, что многие разломы, имеющие большую амплитуду разрыва по горизонту T_f , здесь характеризуются значительно меньшей амплитудой или даже совсем не проявляются. В связи с меньшим проявлением разломов по горизонту T_3 слабее выделяются блоки, отмеченные по горизонту T_f , но тем не менее они в общем все видны. Особенно четко выделяются Бузачинский, Барсакельмесский, Судочий и Косбулакский блоки.

В целом горизонт T_3 субпараллелен горизонту T_f , но его дифференцированность существенно меньше. Если колебание глубин горизонта T_f изменялось от -2,5 до -12 км, то по границе T_3 эти величины соответственно колеблются от -2 до -7,5 км, т.е. разница в крайних глубинах T_3 немного превышает 5 км.

На северо-востоке Северного Устюрта по горизонту T_3 уверенно выделяется Косбулакский прогиб: в его осевой зоне горизонт T_3 залегает на глубинах 7,0–7,5 км. Относительно плоское дно Косбулакской системы прогибов ограничено крутыми бортами, осложненными разрывами. Северный борт в общем шире и несколько круче южного. На северном борту стратонизогипсами горизонта T_3 -4,0 и -6,5 км отчетливо вырисовывается Аккуловская моноклинали; градиент наклона горизонта здесь составляет 75 м/км (4°). Углы наклона поверхности горизонта T_3 на южном борту равны 3° и менее. Стратонизогипсами горизонта T_3 -5,5 и -6,0 км в западной части южного борта отчетливо фиксируется Авровское поднятие меридионального простирания с размерами 28×12 км.

Субмеридионально вытянутыми седловинами Косбулакский прогиб разделяется на три мульды: Догнузтаускую, собственно Косбулакскую и Кумсуатскую. Первая из них характеризуется изометричной формой, вторая - слегка вытянута в северо-западном направлении, а третья - в субмеридиональном. Их размеры по длинной и короткой осям соответственно равны 28×54 , 32×36 , 58×28 км.

В пределах седловины, разграничивающей собственно Косбулакскую и Кумсуатскую мульды, стратонизогипсой по преломляющему горизонту T_3 -6,0 км предположительно оконтуривается Байгубекское поднятие, вытянутое строго в меридиональном направлении на 32 км при ширине 20 км.

Западнее Косбулакского прогиба отчетливо выделяется Мынсуалмасская ступень, вытянутая в восток-северо-восточном направлении почти на 220 км при ширине до 80 км. В ее пределах глубины залегания преломляющего горизонта T_3 изменяются от 4,0 км на севере до 6,0 км на юге, что соответствует среднему углу наклона в $1,5^\circ$. На фоне пологого погружения горизонта T_3 фиксируется ряд осложняющих его положительных и отрицательных структур, которые в восточной части ступени объединяются в Мынсуалмасскую группу поднятий.

На севере этой группы структур по результатам довольно густой сети профилей КМПВ четко картируется Чагырлинское поднятие, оконтуривающееся стратонизогипсой 4,5 км. Его длина почти 40 км, ширина - 14 км, амплитуда несколько более 500 м. К югу от него за субширотной синклиналию стратонизогипсами преломляющего горизонта T_3 выделяются Западно-Чумыштинское и Чумыштинское поднятия; их размеры 14×8 км.

В северной части Мынсуалмасской ступени по профилю ОП-64 выделяется Кумтубинское поднятие; его предполагаемые размеры по стратонизогипсе -5 км составляют 34×11 км.

Западнее Мынсуаласской группы поднятий намечается крупное Жайлыганское поднятие, оконтуривающееся стратоизогипсой горизонта T_3 -5,25 м. Поднятие вытянуто в субширотном направлении почти на 90 км при ширине 12 км.

К югу от Мынсуаласской ступени расположен Бейнеуско-Самский прогиб субширотного простирания, разделенный, в свою очередь, перемычками на частные синклинали и мульды. В их осевых частях преломляющий горизонт T_3 опущен до 6,5-6,75 км. В южной части рассматриваемого прогиба, примерно на меридиане Амандольской седловины, четко фиксирующейся по горизонту T_3 , выявлено Обалинское поднятие, размеры которого по стратоизогипсе горизонта T_3 -5,5 км составляют 24×14 км.

В пределах Бузачинского блока отчетливо выступает Северо-Бузачинское поднятие с глубиной залегания кровли T_3 всего до -2 км. От него к востоку отходит Турумский структурный нос, южнее которого расположен вытянутый более чем на 200 км Южно-Бузачинский прогиб с глубинами до горизонта T_3 -5,5 ÷ -6 км. Стратоизогипсами по кровле горизонта T_3 -5 км к югу от Бейнеуско-Самского прогиба вырисовывается Арыстановская ступень, прилегающая на юге к Такубайскому разлому, вблизи которого глубины залегания горизонта T_3 не превышают 3 км. В западной части ступени по двум профилям достаточно четко выделяется Западно-Каратюлейское поднятие субширотного простирания. Его размеры по стратоизогипсе -4,5 км равны 22×9 км.

Юго-восточнее Арыстановской ступени за флексуобразным перегибом восток-северо-восточной ориентировки в пределах Яркимбайского поднятия глубины до горизонта T_3 составляют 3,0-3,5 км. В восточной его части, вблизи Западно-Яркимбайского разлома, выделяется Аланский прогиб, оконтуривающийся предполагаемой стратоизогипсой -4 км.

Структура Барсакельмесского прогиба по горизонту T_3 изображается весьма приблизительно, в основном по данным профилей КМПВ V и IIIa. Самой глубокой, как и по поверхности фундамента, является Кулбайская мульда, где глубины до горизонта T_3 предположительно оцениваются в -5,0 км. Юго-восточнее по профилю КМПВ-V в одном сечении стратоизогипсой горизонта T_3 -4,0 км намечается Агыинское поднятие, предполагаемые размеры которого 34×17 км. К юго-востоку от него горизонт T_3 плавно воздымается к Коскалинскому поднятию и Центрально-Устыртской зоне варисцид.

Восточнее Барсакельмесской впадины, по данным бурения и сейсморазведки, выделен Аламбек-Куанышский вал. В его пределах отложения, с которыми отождествляется горизонт T_3 , вскрыты на глубине 3521 м скв. Каракудук-1. Аламбек-Куанышский вал оконтуривается стратоизогипсой -3,5 км, его длина около 100 км, ширина 20-26 км. Западный борт оборван Западно-Аламбекским разломом, установленным на профилях КМПВ-VII и IX и протрассированным на север по данным гравиметрии, магнитометрии и электроразведки. По данным ОГТ, в центральной части Аламбек-Куанышского вала выделено Каракудукское поднятие (размеры около 10×5 км) и намечено Кибирское поднятие.

На юге этот вал плавно переходит в Коскалинское поднятие, на большей части которого эпигеосинклинальные отложения палеозойско-триасового возраста, по-видимому, отсутствуют.

На юго-востоке Северо-Устыртской квазисинеклизы расположен Кабанбай-Судочий прогиб меридионального простирания. Сейсморазведкой КМПВ изучены его западный борт (VII профиль) и южная центриклиналь (X профиль), в пределах которых горизонт T_3 залегает на глубинах соответственно 4,0 и 3,5 км. В осевой зоне прогиба предполагаются глубины до его поверхности в 5,0 км. Длина Кабанбай-Судочьего прогиба около 125 км, ширина - 30 км на севере, 60 км - в средней части и 120 км - на крайнем юге; восточный его борт оборван Тахтакаирской ветвью Центрально-Аральского разлома, четко фиксируемого по профилю КМПВ-X. На западном борту прогиба, по данным ОГТ, в доюрских отложениях намечается Аджибайское поднятие.

Между Косбулакским прогибом на севере и Барсакельмесской впадиной на юге расположено Кассарминское поднятие, в пределах которого горизонт T_3

вскрыт Байтерекской скв. 2 на глубине 2077 м (абсолютная отметка 1868 м). С севера поднятие ограничено Кассарминским разрывом, с юга — Куанышским, Белеулинским разрывом оно делится на Байтерекский купол и Теренкудук-Харойский вал субширотного простирания. В пределах Байтерекского купола абсолютные отметки горизонта T_3 снижаются от -2 км в своде до -3,5-4 км — на крыльях. Теренкудук-Харойский вал по горизонту T_3 представляет собой резко асимметричную структуру, свод которой (стратонизогипсы горизонта T_3 -2,5-3 км) почти наполовину оборван разрывом. В пределах южного крыла глубины до горизонта T_3 уменьшаются до 3,5-4 км.

Почти на всех профилях КМПВ, выполненных на территории Северного Устья Турланской экспедицией Казгеофизтреста, выше преломляющей границы T_3 регистрируется волна с выдержанной граничной скоростью 5,2-5,9 км/сек. Эта волна уверенно прослеживается в бортовых зонах Северо-Устьюртской квазисинеклизы и менее уверенно — в осевой ее зоне, где она регистрируется только в последующих вступлениях. По привязке к глубоким скважинам получается, что преломляющий горизонт T_2 обычно залегает на 200-400 м, а иногда (Арыстановская площадь) и 700 м выше поверхности верхнепермско-нижнетриасовых отложений. В пределах Курлукской площади рассматриваемый горизонт практически совпадает с поверхностью вскрытых здесь эффузивных пород; на Арыстановской структуре он приурочен к нижней пачке допермских эффузивно-осадочных образований. Таким образом, горизонт T_2 в общем расположен внутри верхней части красноцветных пород верхней перми-нижнего триаса и, возможно, совпадает с выделяемой в ряде разрезов границей верхней глинисто-алевролитовой и нижней песчанистой их толщ. Однако не исключается, что преломляющий горизонт T_2 несколько скользит по разрезу.

В восточной части Северного Устья преломляющий горизонт T_2 выделен Р.Б.Сапожниковым на сейсмическом профиле XI. На остальных профилях КМПВ ниже преломляющего горизонта, примерно совпадающего с III опорным отражающим горизонтом, выделяются отдельные непротяженные площадки или границы, построенные по неполным системам наблюдений. Граничные скорости этих преломляющих горизонтов, располагающихся по привязке к буровым скважинам вблизи кровли верхнепермско-нижнетриасовых отложений, изменяются от 4,6 до 5,4 км/сек (Федотова, 1970; Рзаев, 1972; Бабаджанов, 1972).

На структурной карте горизонта T_2 видно, что большинство разломов, хорошо выраженных по поверхности горизонта T_0 , по горизонту T_2 отражаются в виде флексур. Хотя общая дифференцированность поверхности горизонта T_2 по сравнению с горизонтами T_0 и T_3 стала меньше, все основные структуры, установленные по горизонтам T_0 и T_3 , в ослабленном виде повторяются и по горизонту T_2 . Колебание крайних отметок глубины залегания горизонта T_2 достигает 4 км, так как наивысшее его положение отмечается на глубинах 1 км, а наименьшее — на 5 км.

В центре Северного Устья прослеживается полоса отрицательных структур с наибольшим погружением горизонта T_2 (до 4,6 и даже до 5 км): на западе это Бейнеуско-Самский прогиб, а на востоке — Косбулакский. На северном борту этих прогибов прекрасно выделяются Авровская и Мынсуалмасская группы структур с глубиной залегания горизонта T_2 от 3 до 4,4 км.

Сходную конфигурацию имеют крупные структуры: Северо-Бузачинское поднятие, Южно-Бузачинский прогиб, Яркумбайское поднятие.

Еще более плоской стала Арыстановская ступень, в пределах которой горизонт T_2 расположен на отметках от -3,3 до -4 км.

Крупным поднятием с залеганием горизонта T_2 на глубинах до 2 км в сводовой части хорошо выделяется Кассарминская структура, имеющая широкий свод и крутые склоны.

Геофизиками треста "Казнефтегеофизика" (Н.И.Петров, А.Б.Живодеров, Н.И.Попова, В.А.Шилина и др.) и Актюбинской геофизической экспедицией (Б.С.Тасыбаев, А.П.Скутина и др.) на многих профилях МОВ на территории

Северного и Южного Устюрта выделяется IV отражающий горизонт. Сравнительные карты, построенные по этому горизонту, с данными бурения, можно видеть, что в пределах Мынсуалмасской, Яркимбайской и значительной части Арыстановской ступени IV отражающий горизонт приурочен к кровле верхнепермско-нижнетриасовых отложений. В осевой же зоне Бейнеуско-Самского прогиба, где предполагается значительное увеличение мощности юрских осадков, этот горизонт, очевидно, расположен в низах юрского разреза, примерно на 300–400 м выше его подошвы. Таким образом, в бортовых зонах Северо-Устюртской квазисинеклизы IV отражающий горизонт можно отождествлять с поверхностью верхнепермско-нижнетриасовых отложений.

Основные структурные элементы Северного Устюрта, выражающиеся по преломляющей границе T_2 , четко видны и на схеме строения поверхности доюрских (верхнепермско-нижнетриасовых) образований (рис. 20, 21). Абсолютные глубины залегания поверхности отложений пермо-триаса изменяются от 1,6 км в пределах Яркимбайского поднятия до 4,8–5,0 км – в Косбулакской мульде. Последняя очень четко оконтуривается стратизогипсой –4,0 км; ее размеры по длинной оси около 130 км, по короткой – 80 км, амплитуда прогибания 1,7 км. Северный и южный борта мульды довольно крутые; по IV горизонту выделяются осложняющие их Северо-Устюртский и Актумсукский разломы,

Расположенная северозападнее Донгузтауская мульда по поверхности отложений пермо-триаса выражена гораздо слабее, чем по преломляющим горизонтам T_4 , T_3 , T_2 . Ее размеры по изогипсе –4,0 км составляют 33×20 км, амплитуда прогибания всего 200 м.

Восточнее Косбулакской мульды предположительно выделена Кумсуатская мульда, в пределах которой глубины по поверхности пермо-триаса, вероятно, достигают 4 км. Байгубекское поднятие, четко фиксирующееся по преломляющим горизонтам T_4 и T_3 , по IV отражающему горизонту выражается лишь седловиной субмеридионального прогибания.

Мынсуалмасская ступень исключительно четко вырисовывается изогипсами по IV горизонту, привязка которого к кровле пермо-триасовых отложений здесь установлена по результатам бурения скважин на Гагаринской, Кумтюринской, Чагырлинской, Чумыштинской и Адамлинской площадях. Абсолютные отметки кровли отложений пермо-триаса в пределах Мынсуалмасской ступени изменяются от –2,8 км в северной ее части до –3,8 км на юге, что соответствует среднему углу наклона поверхности IV горизонта в $1-2^\circ$. Изогипсами этого горизонта четко выделяются многочисленные локальные поднятия, осложняющие ступень. Все они ориентированы субширотно, параллельно общему простиранию ступени; их размеры по длинной оси изменяются от 5 до 15 км, по короткой – соответственно от 2 до 5–7 км, амплитуды – от 20–30 до 200–250 м (Чагырлы). Локальные поднятия пространственно объединяются в три группы. На востоке ступени расположена собственно Мынсуалмасская группа поднятий, имеющая по изогипсе –3,0 км вид полусвода, осложненного как положительными, так и отрицательными локальными складками. В западной части ступени локальные поднятия в общем образуют две субширотные валообразные структуры, неоднократно ундулирующий шарнир которых погружается в запад-юго-западном направлении и воздымается в восток-северо-восточном. Северный вал объединяет Гагаринское, Букенское и Кумтюринское поднятия (его длина около 70 км), южный – Култукское, Николаевское, Терешковское, Жайлыганское, Адамлинское (длина вала более 120 м).

Бейнеуско-Самский прогиб по IV горизонту вытянут в субширотном направлении на 250 км при ширине 40–50 км. Глубины пород пермо-триаса в составляющих его мульдах превышают 4,2 км. Достаточно четко по IV горизонту фиксируется Аманжольская седловина, в южной части которой намечается ряд малоамплитудных поднятий, а на севере – хорошо вырисовывается крупное Западно-Аманжольское поднятие; его длина 25 км, ширина 15 км, амплитуда более 200 км.

A P A R J B C K O E M O P E

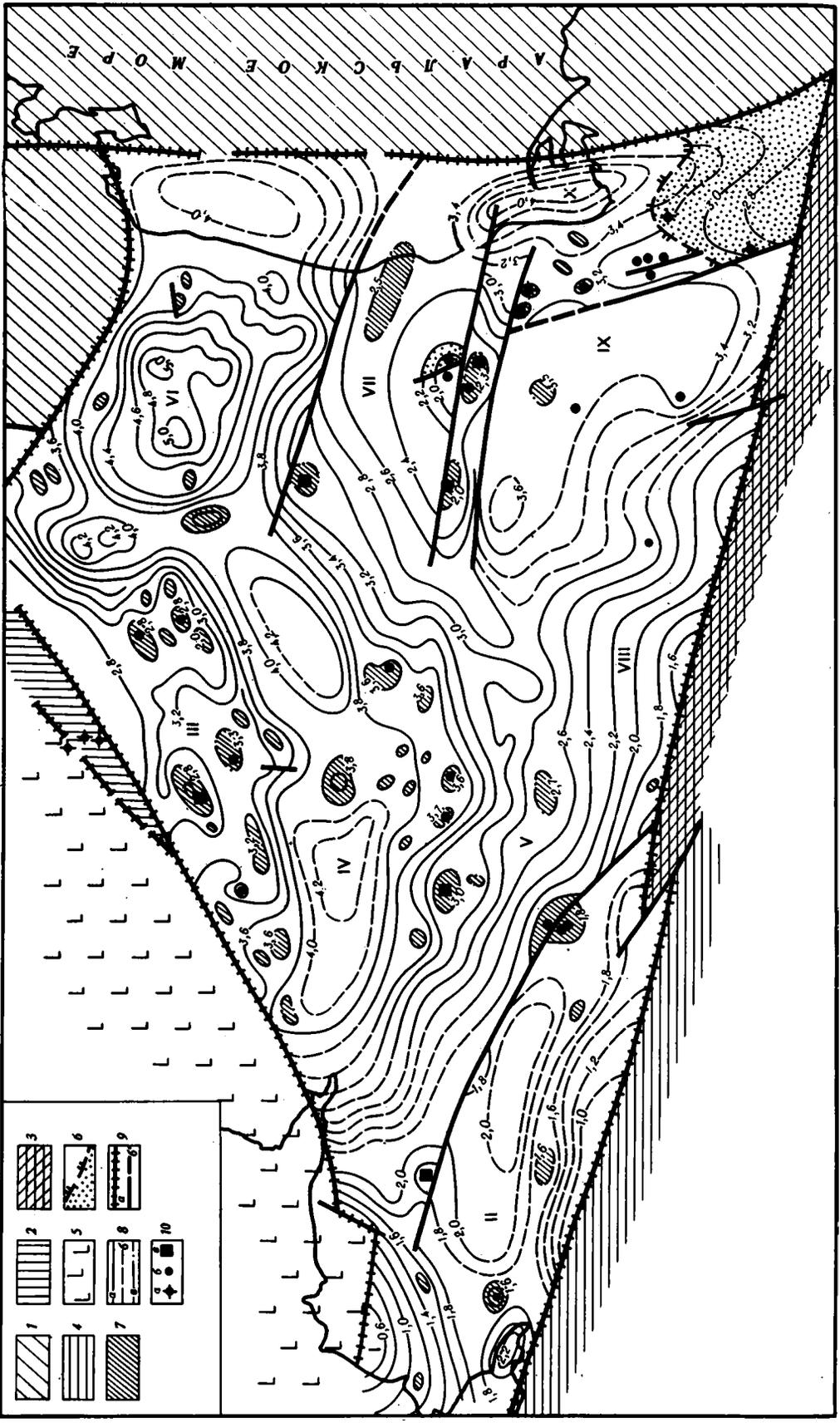


Рис. 20. Структурная схема эрозионной поверхности доюрских отложений Северо-Устьюртского массива

Системы и зоны палеозойской складчатости: 1 - варисциды Урала и Южного Тянь-Шаня; 2 - Южно-Эмбенская зона; 3 - Центрально-Устьюртская зона; 4 - киммериды Горного Мангышлака; 5 - Прикаспийская впадина; 6 - районы отсутствия верхнепермских-нижнетриасовых отложений в пределах Северо-Устьюртского массива (доверхнепермские образования под платформенным чехлом); 7 - локальные поднятия, установленные сейсморазведкой или бурением по поверхности доюрских отложений; 8 - изогипсы эрозионной поверхности доюрских отложений: уверенные через 0,2 км (а), предполагаемые через 0,2 км (б), дополнительные через 0,1 км (в); 9 - разрывные нарушения: а - краевые швы, б - прочие разрывы; 10 - скважины, вскрывшие доверхнепермские образования (а) и верхнепермско-триасовые - единичные (б), группа скважин (в)

Структурные элементы: I - Бузачинский свод; II - Южно-Бузачинский прогиб; III - Мынсуалмасская ступень; IV - Каратюлейско-Самский прогиб; V - Арыстановская ступень; VI - Косбулакский прогиб; VII - Кассарминское поднятие; VIII - Яркимбайская ступень; IX - Барсакельмесский прогиб; X - Кабанбай-Судочий прогиб

Северный борт Бейнеуско-Самского прогиба по поверхности отложений пермо-триаса более узкий и крутой, чем южный. В пределах последнего между изогипсами $-3,8 \div -3,4$ км, непосредственно в зоне Белеулинского разлома фундамента расположено шесть локальных поднятий, из которых Каменное и Челуранское довольно уверенно выделяются по IV отражающему горизонту, а остальные лишь намечаются.

Арыстановская ступень и Яркимбайское поднятие по кровле пород пермо-триаса разделяются гораздо слабее, чем по залегающим ниже преломляющим горизонтам. Глубины до IV горизонта здесь изменяются от 1,6-1,8 км вблизи Центрально-Устьюртского разлома до 3,2 км у внешнего края Арыстановской ступени. Средний угол наклона поверхности отложений пермо-триаса не превышает $1-1,5^\circ$.

Структура поверхности пород пермо-триаса в Каракалпакской части Северного Устьюрта изучена хуже, ибо здесь отражающие горизонты, аналогичные IV горизонту, прослежены спорадически в пределах всего нескольких локальных поднятий. Поэтому структурная карта поверхности доюрских отложений этой части Устьюрта построена по результатам бурения, с привлечением всех имеющихся материалов КМПВ (при построении карты использовались данные о положении непротяженных преломляющих горизонтов, выделяющихся вблизи кровли пермо-триаса на отдельных профилях КМПВ). Выполненные построения показали, что в пределах Кассарминского поднятия абсолютные отметки кровли отложений пермо-триаса изменяются от $-1,8 \div -2,0$ м в сводовой части до $-2,8 \div -3,0$ м на крыльях. По поверхности отложений пермо-триаса на этом поднятии выделяются собственно Кассарминский, Байтерекский и Теренкудук-Харойский валы.

Барсакельмесская впадина оконтуривается изогипсой кровли пермо-триаса $-3,0$ км; в наиболее глубокой ее части (Кульбайская мульда) предполагается, что подошва юрских отложений опущена до $-3,6$ км. В центральной части прогиба данные КМПВ (X и V профили) позволяют наметить Северо-Агыйнское поднятие.

Восточнее Барсакельмесской впадины по кровле отложений пермо-триаса довольно четко фиксируется Аламбек-Куаньшский вал. В его южной части расположено Аламбекское поднятие, в пределах которого абсолютные отметки кровли изменяются от -3006 до -3150 м. Западный борт поднятия оборван

Коскалинским разрывом; другой разрыв устанавливается по данным бурения в центральной части структуры.

Шарнир Аламбек-Куаньшского вала к югу от Аламбекского поднятия воздымается: здесь на доюрскую поверхность сначала выходят терригенно-карбонатные отложения каменноугольно-нижнепермского возраста, а затем в центральной части Коскалинского поднятия - метаморфические сланцы рифея.

Севернее Аламбекского поднятия по кровле пермо-триаса намечаются Каракудукское, Восточно-Куаньшское, Куаньшское и Кибирское поднятия. Здесь Аламбек-Куаньшский вал характеризуется резким сокращением мощности пермо-триасовых отложений, не превышающей на большей его части 0,5 км.

К востоку от Аламбек-Куаньшского вала по кровле пермо-триаса предположительно выделяется Кабанбай-Судочий прогиб, в его осевой зоне глубины до кровли пермо-триаса превышают 4,0 км.

Суммарные мощности палеозойско-нижнетриасовых образований Северо-Устюртской квазисинеклизы в осевой зоне Косбулакского и Бейнеуско-Самского прогибов равны 6,5-7 км, на Мынсуалмасской ступени - 4,5-6,5 км, на Арыстановской ступени - 3,07 км, в пределах Яркимбайского поднятия 1-3 км, в Барсакельмесской впадине - 1,0-4,0 км, на Аламбек-Куаньшском валу -

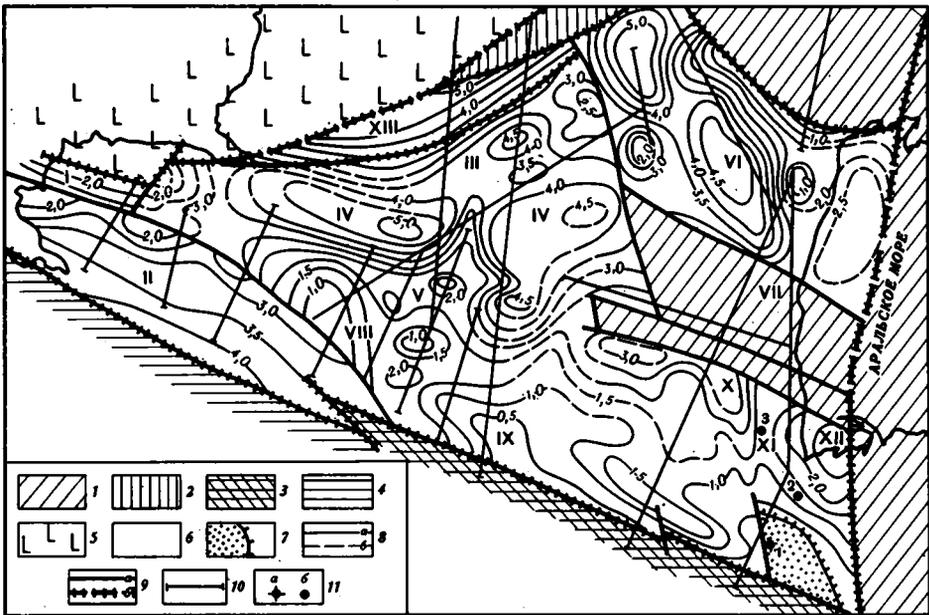


Рис. 23. Схема мощностей отложений, заключенных между преломляющими горизонтами T₃ и T₄

Системы и зоны палеозойской складчатости: 1 - варискиды Урала и Южного Тянь-Шаня; 2 - Южно-Эмбенская зона; 3 - Центрально-Устюртская зона; 4 - киммериды Горного Мангышлака; 5 - Прикаспийская впадина; 6 - районы развития квазиplatformенных палеозойских (доверхнепермских) отложений; 7 - выходы на доюрскую поверхность рифейских пород фундамента Северо-Устюртского массива; 8 - изолинии мощностей палеозойских отложений, заключенных между преломляющими горизонтами T₃ и T₄: уверенные через 0,5 км (а), предполагаемые через 0,5 км (б); 9 - разрывные нарушения: а - краевые швы, б - прочие разрывы; 10 - основные профили КМПВ; 11 - скважины, вскрывшие рифейские породы фундамента (а) и среднекаменноугольно-нижнепермские квазиplatformенные отложения (б)

Римскими цифрами обозначены те же структурные элементы, что и на рис. 19

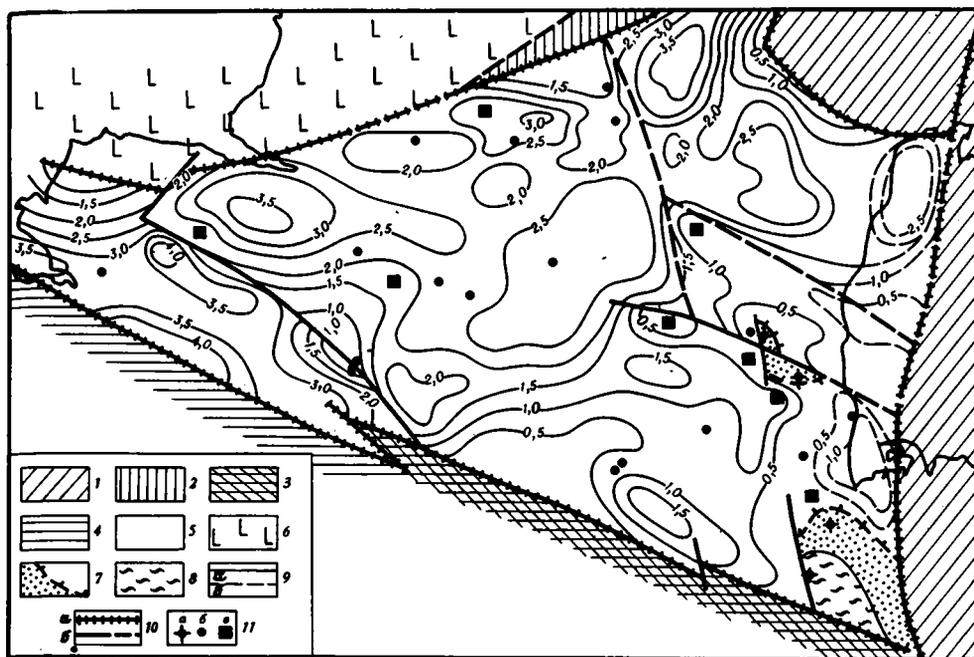


Рис. 24. Схема мощностей верхнепермско-нижнетриасовых образований Северного Устьурта

Варисийские складчатые системы и зоны: 1 - Урала и Тянь-Шаня; 2 - Центрально-Устьуртская, 3 - Южно-Эмбенская; 4 - киммериды Горного Мангышлака; 5 - Северо-Устьуртский массив; 6 - Прикаспийская впадина. До-верхнепермские образования под платформенным чехлом: 7 - среднекаменноугольные-нижнепермские; 8 - рифейские?; 9 - изопачиты верхнепермско-нижнетриасовых отложений: а - уверенные, б - предполагаемые; 10 - разрывные нарушения: а - краевые швы, б - прочие; 11 - скважины: а - вскрывшие под юрой доверхнепермские образования, б и в - соответственно единичные и группа скважин, вскрывших верхнепермско-нижнетриасовые отложения

0,5-2,5 км, в Кабанбай-Судочьем прогибе и Касарминском поднятии - 2,5 - 3,0 км (рис. 22). В целом же северная и северо-западная части Северо-Устьуртской квазисинеклизы характеризуются резко повышенными значениями мощности палеозойско-триасовых отложений, равной 5,0-7,0 км. На юго-востоке Северного Устьурта мощности палеозойско-триасовых толщ, как правило, не превышают 3 км, сокращаясь на значительных по площади участках до 1,0-1,5 км.

Распределение мощности доверхнепермских отложений, заключенных между преломляющими горизонтами T_3 и $T_Ф$ (рис. 23), и мощности верхнепермско-нижнетриасовых отложений в общем повторяет описанную выше картину распределения их суммарной мощности. При этом видно, что 70% общей мощности палеозойско-триасовых толщ приходится на доверхнепермские отложения, мощности которых изменяются от 1,5-2 км на юго-востоке Северного Устьурта до 4-5 км в северной и западной его частях.

Мощности же верхнепермско-нижнетриасовых толщ изменяются сравнительно незначительно: в западной и северной частях Северо-Устьуртской квазисинеклизы они равны 2,0-2,5 км, на ее юго-востоке - 0,5-1,5 км (рис. 24).

О внутреннем строении эпигеосинклинальных палеозойско-триасовых толщ Северо-Устьуртской квазисинеклизы известно очень мало. В скважинах, вскрывших среднекаменноугольно-нижнепермские отложения, на Каракудуской и Приозерной площадях углов наклона в керне достоверно зафиксировать не удалось.

Верхнепермско-нижнетриасовые отложения дислоцированы по-разному. На многих площадях углы наклона слоев равны $5-7^{\circ}$, на Теренкудукской площади они не превышают $10-15^{\circ}$, на Харойской - увеличиваются до $15-30^{\circ}$, а на Байтерекской - достигают $30-45^{\circ}$ (Архипов, Полканова, 1966). Отмеченные выше результаты сейсморазведки ОГТ показывают на развитие в рассматриваемых отложениях простых германотипных структурных форм.

Амударьинская квазисинеклиза

Амударьинская квазисинеклиза заложена на фундаменте Каракумо-Байсунского массива. Эта гигантская структура, имеющая в плане серповидную форму, на востоке ограничена Амударьинским разломом, на юге - горно-складчатými сооружениями альпийского пояса. На западе она граничит с Центральнo-Каракумским сводом и варисцидами Туаркырской системы. На севере Амударьинская квазисинеклиза неглубокой седловиной отделяется от Дарьялык-Дауданского прогиба.

В пределах последнего, так же как и по северному склону Центральнo-Каракумского свода, на профилях КМПВ выше границы T_6 или T_{ϕ} фиксируется (А.Е.Старобинец, М.Е.Старобинец, 1964) высокоскоростная волна t_5 с $V_{\Gamma} = 5,4-5,9$ км/сек, которая результатами бурения скважин стратифицируется как поверхность доюрских (пермо-триасовых или верхнепалеозойско-нижнепермских) образований.

Как уже указывалось, среди доюрских образований этого региона установлены вулканогенно-осадочные верхнекаменноугольные-нижнепермские и терригенные верхнепермско-нижнетриасовые.

Интересные исследования с целью их раздельного картирования провели А.Е.Старобинец и М.Е.Старобинец (1971). Они установили, что в области развития вулканитов граничные скорости приуроченного к их кровле преломляющего горизонта равны $5,4-6,2$ км/сек, в то время как в областях распространения терригенных пород верхней перми - нижнего триаса граничные скорости изменяются от $5,0$ до $5,4$ км/сек.

Эта закономерность изменения значений граничных скоростей в зависимости от вещественного состава выходящих на доюрскую поверхность пород позволила авторам наметить в Северо-Восточной Туркмении районы преимущественного развития вулканогенных (C_3-P_1) и терригенных (P_2-T_1) пород (рис. 25).

Оказалось, что вулканогенные образования приурочены к бортовым зонам прогибов и грабенов, осложненных, как правило, разрывными нарушениями. Терригенные отложения развиты в осевых зонах этих структур.

Распределение на рассматриваемой территории глубин до верхних кромок магнитоактивных масс (А.Е.Старобинец, М.Е.Старобинец, 1971) показало, что они расположены на двух уровнях. Нижний из них совпадает с поверхностью фундамента, верхний находится либо в кровле вулканитов (когда они выходят прямо к подошве доюрской толщи), либо несколько ниже кровли терригенных отложений верхней перми-нижнего триаса. Значения магнитной восприимчивости отдельных образцов эффузивов, судя по замерам на Ачакской и других площадях, достигают $1000 \cdot 10^{-6}$ CGSM, что позволяет связать верхний уровень размещения глубин до кромок магнитоактивных масс с вулканитами верхнего карбона-нижней перми. Последнее позволяет считать, что рассматриваемые вулканиты в бортовых зонах грабенов и прогибах довольно часто подстилают терригенные отложения верхней перми-нижнего триаса.

По поверхности эпигеосинклинальных палеозойско-триасовых образований в северной части Каракумо-Байсунского массива в сглаженном виде выделяются основные структурные элементы, фиксируемые по поверхности фундамента: Сарыкамьшский выступ, Дарьялык-Дауданский прогиб, Ташауская моноклиналь.

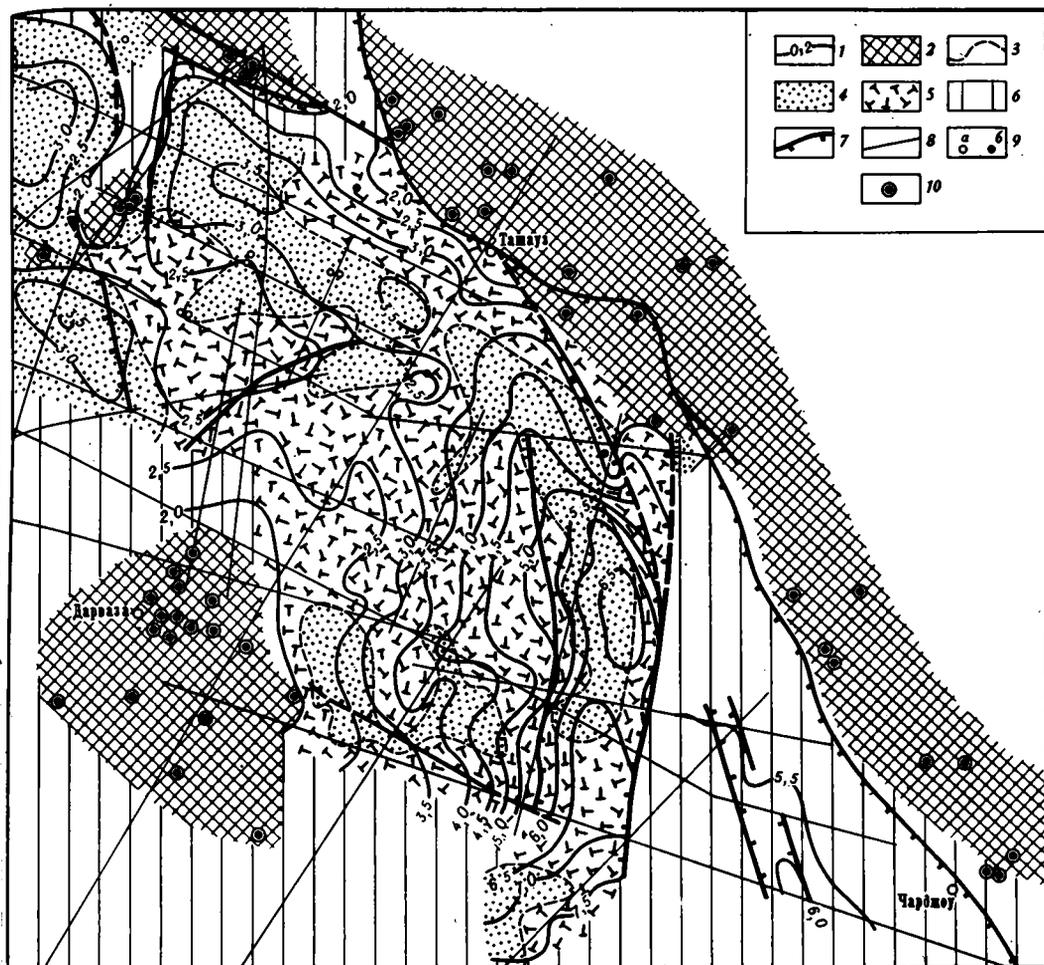


Рис. 25. Структурная схема эрозионной поверхности доюрских образований Северо-Восточной Туркмении и вещественного состава пород, выходящих на эту поверхность (А.Е. и М.Е.Старобинец, 1971)

1 - изогипсы поверхности доюрских образований; 2 - районы отсутствия верхнепалеозойско-триасовых образований; 3 - условная граница, разделяющая районы развития эффузивных и терригенных красноцветных образований верхнепалеозойско-триасового возраста; 4 - районы преимущественного развития терригенных образований; 5 - районы преимущественного развития вулканитов; 6 - районы, в пределах которых состав верхнепалеозойско-триасовой толщи не установлен; 7 - разломы фундамента; 8 - сейсмические профили КМПВ; 9 - скважины, вскрывшие верхнепалеозойско-триасовые образования: а - терригенные разности, б - вулканиты; 10 - скважины, вскрывшие породы фундамента

Южнее, в пределах Амударьинской квазисинеклизы, данные сейсморазведки позволяют расшифровать структуру поверхности доюрских отложений в северной части Хивинского грабена (см. рис. 25).

Еще южнее волну t_5 удается проследить на отдельных, ограниченных по площади участках профилей КМПВ. Поэтому для центральной части указанной квазисинеклизы изогипсы кровли доюрских образований проведены весьма условно. При их рисовке учитывались установленные в северной части Каракумо-

Байсунского массива взаимосвязи между структурой поверхности фундамента и кровли доюрских образований. Кроме того, учитывались особенности строения платформенного чехла и распределения мощности юрских отложений.

Все это позволило предположить, что глубины до подошвы юрских отложений в осевой зоне Амударьинской квазисинеклизы достигают 8–9 км, уменьшаясь на осложняющих ее положительных структурах (Учаджинский, Марыйский и Багаджинский валы, Мургабское поднятие – до 5,0–6,0 км).

По поверхности доюрских образований условно выделены наиболее крупные структурные элементы, установленные сейсморазведкой в рельефе поверхности фундамента (см. рис. 21). Из разрывных нарушений выделены те, которые в дизъюнктивной или пликативной (флексуры, зоны линейных дислокаций, валы) форме выражены в платформенных отложениях.

Наиболее проблематичным представляется строение той части Амударьинской квазисинеклизы, которая расположена южнее Карабиль–Бадхызского разрыва. Здесь бурением установлено присутствие под меловыми или юрскими осадками дислоцированных песчано-сланцевых и вулканогенных толщ нижне-среднего триаса. Подобного типа образования в Северном Афганистане выполняют отдельные киммерийские геосинклинальные прогибы (Браташ и др., 1970). Не исключено, что структура подобного рода расположена и к югу от Северо-Бадхызского разлома.

Южно-Мангышлакский желоб

На территории Южного Мангышлака и Южного Устюрта, принадлежащей Южно-Мангышлакскому массиву, эпигеосинклинальные палеозойско-триасовые образования выполняют Южно-Мангышлакский желоб. Это сравнительно узкая (30–40 км), вытянутая в широтном направлении на 200 км структура, ограниченная по бортам разрывами.

Структура эпигеосинклинальных палеозойско-нижнетриасовых толщ Южно-Мангышлакского желоба изучена хуже, чем Северо-Устюртской квазисинеклизы, что связано, во-первых, с меньшими объемами выполненных здесь сейсморазведочных работ КМПВ и, во-вторых, вероятно, с несколько худшими геосейсмическими условиями, обусловленными большей нарушенностью (раздробленностью) Южно-Мангышлакского массива.

В западной его части, западнее Учкудук–Карынжарыкской депрессии, на профилях КМПВ, выполненных в 1968–1970 гг. Турланской экспедицией Казгеофизтреста, на 3–5 км выше преломляющего горизонта T_4 прослеживается преломляющая волна t_4 с $V_r = 4,6–4,7$ км/сек на западе района и 50 км/сек – на востоке (Куниц, Коробкин, 1971; Мирчинк, Бененсон, Козмодемьянский и др., 1972). В районе Жетыбайской ступени горизонт T_4 приурочен к подошве средней юры, восточнее, в пределах Кокумбайского поднятия – к подошве нижней юры. По данным Н.Я.Кунина и Л.М.Коробкина (1971), этот горизонт приурочен к подошве средней юры и в районе структур Жага, Южно-Карачинской и Песчаномысской. Структурные построения, выполненные по горизонту T_4 , в определенной мере отражают строение кровли доюрских образований в целом.

В восточной части Южно-Мангышлакского желоба (Ассакеауданский прогиб, Шапахтинская ступень) на ряде сейсморазведочных профилей КМПВ к кровле доюрских образований, представленных, как уже отмечалось, красноцветными терригенными отложениями нижнего триаса (индский ярус), приурочены отдельные непротяженные преломляющие горизонты с $V_r = 5,0–4,8$ км/сек. Кроме того, здесь на отдельных площадях работами треста "Казакстаннефтегеофизика" был выделен IV отражающий горизонт, приуроченный к кровле пород нижнего триаса. Эти материалы и данные бурения позволили построить структурную схему доюрских образований Южно-Мангышлакского желоба. На ней в сильно сглаженном виде показаны основные (наиболее крупные) структурные элементы, фиксирующиеся по поверхности фундамента (преломляющие

горизонты T_{ϕ} или $T_{\phi 1}$). Южно-Мангышлакский желоб по горизонту T_4 и по подошве доюрских отложений, так же как и по горизонту T_{ϕ} , резко асимметричен: его северный борт гораздо шире (ширина северного борта до 40 км, южного - 10-15 км) и круче южного. В западной части северного борта желоба абсолютные отметки горизонта T_4 изменяются от 2,0 до 3,0 км, что соответствует углу его наклона в $1^{\circ}30'$, в восточной части глубины до кровли доюрских отложений изменяются от 2,0 до 2,5 км (угол наклона поверхности $20'$).

Ступени и ограничивающие их разрывы, хорошо выраженные по горизонту T_{ϕ} в пределах северного крыла Южно-Мангышлакского желоба, по горизонту T_4 фиксируются слабее. Жетыбай-Узеньская ступень по горизонту T_4 на юго-востоке постепенно сливается с Кокумбайской. Абсолютные отметки горизонта T_4 на Жетыбай-Узеньской ступени равны: 1,75 км на ее главном борту и -2,5 км - на внутреннем. Эти отметки для Кокумбайской ступени соответственно равны -2,5 и -2,6 км.

На крайнем западе Южно-Мангышлакского желоба, по данным сейсмического профиля КМПВ - XXIX, по горизонту T_4 намечается Сегендыкский прогиб, в осевой зоне которого горизонт T_4 погружен на глубину до 3,5 км (Кунии, Коробкин, 1971), т.е. эта структура по кровле доюрских образований по сравнению с горизонтом T_{ϕ} резко выполаживается.

Восточнее Сегендыкского прогиба, за Карагаинской седловиной, по горизонту T_4 на западе и кровле доюрских отложений на востоке фиксируется вытянутый более чем на 250 км сравнительно широкий (до 60 км) Жазгурлы-Учкудук-Карынжарынский прогиб, объединяющий, как показывает само название, Жазгурлинский и Учкудук-Карынжарыкские прогибы горизонта T_{ϕ} .

В осевой зоне этого прогиба абсолютные отметки горизонта T_4 равны 4,25 км¹, снижаясь до 3,25 км на его южном борту и до 2,75-3,0 км - на северном. Амплитуда прогибания Жазгурлы-Учкудук-Карынжарыкского прогиба по горизонту T_4 относительно внешнего борта Жетыбай-Узеньской ступени равна почти 2,5 км. Горизонт T_4 в западной части рассматриваемого прогиба дифференцирован очень слабо. На структурной схеме по горизонту T_4 не находят отражения выделяющиеся в Жазгурлинском прогибе по горизонту T_{ϕ} осложняющие его Карагаинская и Молдабайская мульды и Курганбай-Лагунное поднятие.

Ассакеауданский прогиб по кровле доюрских образований представляет собой практически не дифференцированную структуру, в пределах которой абсолютные отметки кровли пермо-триасовых отложений изменяются от 3,4 до 4,2 км. Осевая зона прогиба по кровле доюрских отложений по сравнению со структурой по горизонту T_{ϕ} значительно смещена к югу. На северном борту прогиба, за Шахпахтинским разрывом в пределах Шахпахтинской ступени абсолютные отметки кровли красноцветных отложений нижнего триаса, по данным бурения, изменяются от 2000-2200 до 2500 м, что соответствует углу наклона их кровли в 2° .

Дашкала-Биринжикская седловина по кровле доюрских отложений относительно Ассакеауданского и Учкудук-Карынжарыкского прогибов поднята почти на 300 м. Карагаинская седловина по горизонту T_4 относительно Учкудук-Карынжарыкского прогиба поднята почти на 1000 м, относительно Сегендыкского прогиба - всего на 200-300 м.

На сравнительно небольших по площади участках Жазгурлинского прогиба по периферии Курганбай-Лагунного поднятия, в Карагаинской и Молдабайской мульдах, а также в северо-западной части Кокумбайской ступени на 2,0-3,0 км ниже преломляющего горизонта T_4 выделяется горизонт T_5 с $V_{\Gamma} = 5,4-5,7$ км/сек. По данным Н.Я.Кунина и Л.М.Коробкина (1971), волны t_4 и

¹Глубины по поверхности доюрских образований здесь, вероятно, равны 4,6-4,8 км.

t_5 обладают различными кинематическими признаками, благодаря чему смена волн t_4 и t_5 очень четкая. Этот горизонт в общем субпараллелен горизонтам T_{ϕ} и T_4 , что хорошо видно на рис. 26.

Интересные данные о структуре эпигеосинклинальных палеозойско-триасовых отложений Южно-Мангышлакского массива получены в последние годы при исследованиях ОГТ. По данным М.Ф.Мирчинка, В.А.Бененсона, В.В.Козмодемьянского и др. (1972), в пределах Жетыбай-Узеньской ступени, по результатам работ МОГТ 1968 г., между Кариманской и Жетыбайской площадями были зафиксированы пять отражающих горизонтов протяженностью до 4-4,5 км (рис. 26). Три нижних горизонта расположены в разрезе триасовых отложений. При этом верхний из них, вероятно, соответствует кровле зеленовато-серых терригенно-карбонатных пород пачки T_{II-III} оленекского яруса, второй - кровле красноцветной терригенной толщи (T_{I-II}) индского яруса. Самая нижняя отражающая граница соответствует, очевидно, поверхности палеозойских отложений.

Восточнее, в районе Кокумбайской ступени выделяются четыре отражающих горизонта протяженностью до 70 км. Верхний горизонт соответствует подошве меловых отложений, второй - подошве батских, а третий и четвертый прослеживаются в доюрских отложениях, причем четвертый (самый нижний) отражающий горизонт совпадает по положению в разрезе с преломляющим горизонтом T_5 .

Результаты сейсморазведки в доюрских отложениях западной части Южно-Мангышлакского срединного массива сверху вниз позволяют выделить следующие комплексы: сероцветный терригенно-карбонатный нижнетриасовый (оленекский ярус) и красноцветный терригенный нижнетриасовый (индский ярус); их суммарная мощность на площади Жетыбай около 1000 м, а на Кокумбайской ступени, вероятно, около 2200-2500 м.

Ниже, между преломляющими горизонтами T_{ϕ} и T_5 (с последними совпадает отражающий горизонт V_2) располагается толща палеозойских пород, мощность которых изменяется от 0-700 м на Жетыбай-Узеньской ступени до 2000-2500 м на Кокумбайской ступени и в осевой зоне Жазгурлинского прогиба.

Исходя из того, что преломляющие (T_4 , T_5 , T_6 , T_{ϕ}) и отражающие горизонты, выделяющиеся в доюрских отложениях западной части Южно-Мангышлакского массива субпараллельны, можно сделать вывод о региональном увеличении их мощности к осевой зоне Жазгурлинского прогиба и об относительно спокойной германотипной тектонике палеозойско-нижнетриасовых толщ этого региона. Исключительно слабый метаморфизм и структурные особенности дотриасовой части рассматриваемых отложений, вскрытых в скв. Жетыбай-25, указывают на их субплатформенную природу.

Сведения, касающиеся структуры доюрских отложений восточной части Южно-Мангышлакского желоба (Ассакеауданский прогиб, Шахпахтинская ступень), базируются на данных только единичных профилей КМПВ, в которых в доюрском разрезе выше горизонта T_{ϕ} фиксируются преломляющие горизонты. Интересные сведения в этом отношении получены по профилю КМПВ-IIIа, выполненному в 1960 г. трестом "Спешгеофизика" и переинтерпретированному в 1970 г. Л.М.Коробкиным. Здесь на 3-3,5 км выше горизонта T_{ϕ} с $V_{\Gamma} = 5,8 - 6,15$ км/сек Л.М.Коробкиным прослежен субпараллельный ему преломляющий горизонт с $V_{\Gamma} = 5,05 - 5,45$ км/сек. В южной части Шахпахтинской ступени этот горизонт расположен на глубинах около 3 км и совпадает с кровлей верхней сероцветной карбонатной терригенной толщи (III пачка), вскрытой скв. Шахпахты-2л.

Варисийские складчатые зоны юга Туранской плиты

В пределах Центрально-Устюртской варисийской складчатой зоны пермо-триасовые отложения выполняют узкий Байский прогиб - асимметричную грабенообразную структуру. Северный борт этого прогиба оборван разломом, вблизи

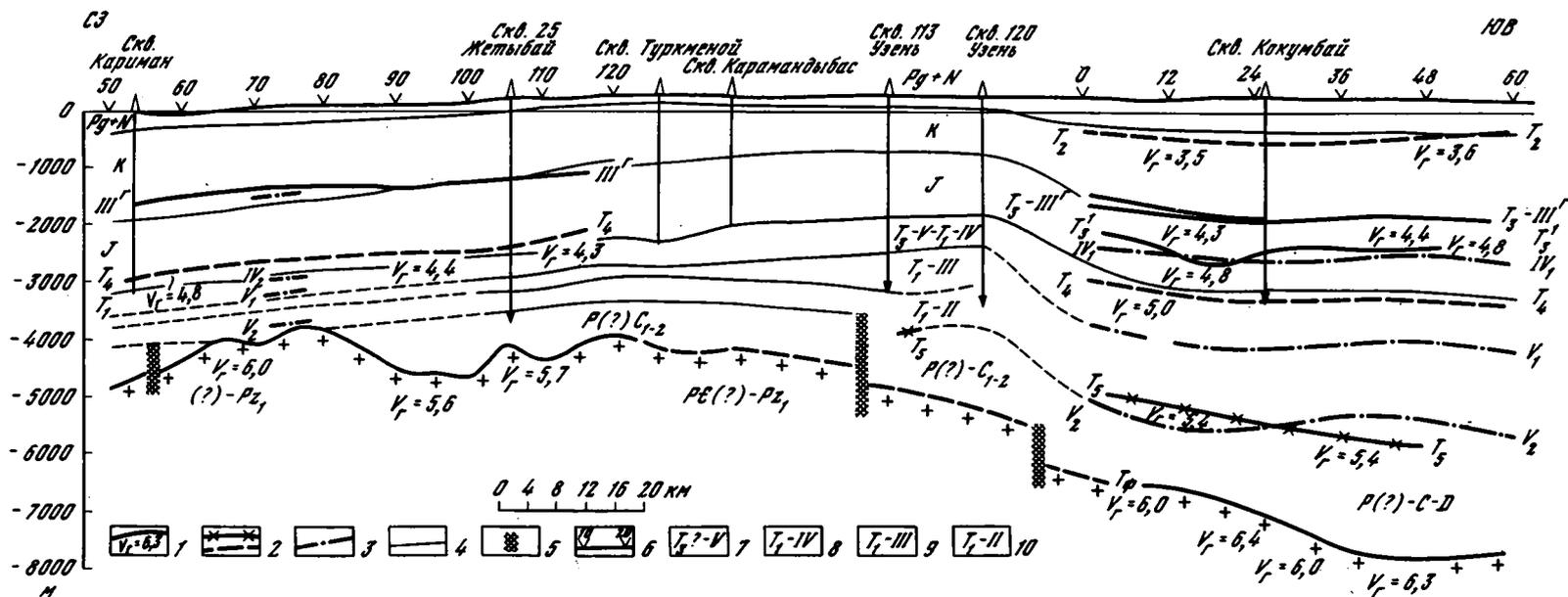


Рис. 26. Геолого-геофизический разрез вдоль северного борта Южно-Мангышлакского жёлоба по линии Кариман-Кокумбай (по М.Ф.Мирчинку, В.А.Бененсону, В.В.Козмодемьянскому и др., 1972)

1 - преломляющий горизонт T_ϕ (поверхность докембрийского фундамента) и его граничные скорости (в км/сек); 2 - преломляющий горизонт в доюрских отложениях и их граничные скорости; 3 - сейсмические границы; 4 - геологические границы; 5 - разрывные нарушения; 6 - пикеты взрывов на профилях КМПВ; 7 - верхний триас (?); 8 - караджатыкская свита; 9 - тарталинская свита; 10 - долинапская свита

которого расположена наиболее глубокая его часть, оконтуривавшаяся изогипсой поверхности фундамента - 2,75 км и кровлей пород пермо-триаса - 2,0 км. Длина этого прогиба около 90 км, ширина 10-15 км.

К югу от Байского прогиба у южного края Центрально-Устюртской зоны выделяется Хоскудукское поднятие, оконтуренное изогипсой поверхности пермо-триаса - 1,8 км. Его длина по этой изогипсе 25 км, ширина 7 км, амплитуда 200 м. По данным электроразведочных работ (У.А.Алдыназаров) через Хоскудукское поднятие в северо-западном направлении проходит крупное разрывное нарушение, в восточном крыле которого горизонт с бесконечно высоким сопротивлением опущен почти на 500 м ниже, чем на западном крыле.

К югу от Хоскудукского поднятия по Хоскудукскому разлому пермо-триасовые образования Центрально-Устюртской зоны смыкаются с разновозрастными отложениями Южно-Мангышлакского желоба.

Эпигеосинклинальные верхнепалеозойско-триасовые образования Туаркырской зоны образуют несколько типов структур. Первый из них представлен Туаркырским инверсионным грабеном - узкой (ширина до 12 км), длинной (200 км) структурой, ограниченной разрывами и выполненной толщей германотипно дислоцированных образований верхней перми - нижнего триаса мощностью до 4000 м.

Ко второму типу структур относится Учтаганская наложенная впадина, вытянутая на 150 км при ширине до 35 км. Мощность выполняющих ее верхнепалеозойско-триасовых толщ более 2000 м.

К третьему типу структур относится Северо-Ашхабадский периклинальный прогиб, наличие которого можно предположить по данным сейсморазведки в южной части Туаркырской зоны. Этот прогиб выполнен мощной толщей (до 4000 м) верхнепалеозойских-триасовых толщ, сливающихся на юге с разновозрастными толщами Амударьинской квазисинеклизы. Его пространственное расположение и строение весьма похожи на положение и строение Атжаксинского периклинального прогиба (Авров и др., 1969).

Структуры четвертого типа представлены Восточно-Карашорским погребенным грабеном. Его размеры 5-10 км, мощность выполняющих орогенных толщ - 2000 м.

На крайнем севере Туаркырской зоны предположительно выделяется Киндерлинская краевая впадина субширотного простирания, наложенная на различные структурно-формационные подзоны Туаркырской зоны. На севере за Южно-Устюртским разломом она открывается в сторону Южно-Мангышлакского желоба.

Особняком среди эпигеосинклинальных структур западной и южной частей Туранской плиты стоит Гиссарский верхнепалеозойский вулканический пояс. Как было показано А.А.Богдановым (1965) и С.С.Шульцем (1966), Кызылкум-Алайская система варисшид имеет краевую вулканический пояс и на своем южном борту - там, где она контактирует с байкальскими структурами Юго-Западного Гиссара. Действительно, здесь в южных отрогах Гиссара, по данным М.М.Кухтикова (1964), Е.Н.Горецкой, Н.К.Морозенко (1962) и А.Т.Тарасенко (1961), на комплекс интенсивно дислоцированных и метаморфизованных сланцев докембрийского возраста, включающих в верхах слюдистые сланцы и филлиты нижнего кембрия, с режим угловым несогласием налегают карбонатные толщи живетского яруса, верхнего девона и турне, образующие чехол байкальского массива. Мощность их растет с юга на север от 1000 до 1500-2000 м; в этом же направлении увеличивается и полнота разреза.

На этом чехле в отдельных узких геосинклинальных отрогах запад-северо-западного простирания несогласно лежат визейские сероцветные терригенные толщи с пластами известняков, содержащие на севере покровы кератофиров, альбитофиров и их туфов. Выше залегает начальная геосинклинальная спилитовая формация, образованная спилитами, диабазовыми порфиритами, их туфами и туфобрекчиями с прослоями альбитофиров, конгломератов, песчаников, извест-

няков. Мощность ее достигает 2000 м; по возрасту она относится к наюру – низам башкирского яруса. Еще выше с несогласием следует толща флишевых пород мубаракской свиты московского яруса и верхнего карбона, завершающая геосинклинальное развитие этих узких трогов, заложенных в теле байкальского массива. Мощность флиша до 2500 м, в южных прогибах в его низах прослеживается пачка андезитовых порфиритов и их туфобрекчий.

Субсеквентные эффузивы с резким несогласием перекрывают как образования этих своеобразных геосинклинальных трогов, так и байкальский массив. Их разрез открывается лочобской свитой, сложенной краснокаменными дацитовыми и липаритовыми порфирами, игнимбритами, туфолавами и туфами дацитов и липаритов, прослоями конгломератов. Мощность пород лочобской свиты достигает 1500 м, возраст – ранняя пермь.

Перед формированием лочобской свиты произошло внедрение гигантских интрузий Гиссарского батолита, представленных гранодиоритами и гранитами, вплоть до субшелочных. Последние фазы гранитоидного магматизма представлены красными аляскитами и комагматичны эффузивам лочобской свиты. Верхняя часть эпигеосинклинального орогенного комплекса сложена ханакинской свитой, отлагавшейся в наложенных мульдах как на субсеквентных эффузивах лочобской свиты, так и непосредственно на геосинклинальном фундаменте варисцид юга Кызылкум–Алайской системы. Эта свита сложена красными конгломератами, песчаниками, реже гравелитами и алевролитами, содержащими отдельные горизонты липаритовых туфов и игнимбритов. Мощность ее до 600 м, возраст – поздняя пермь.

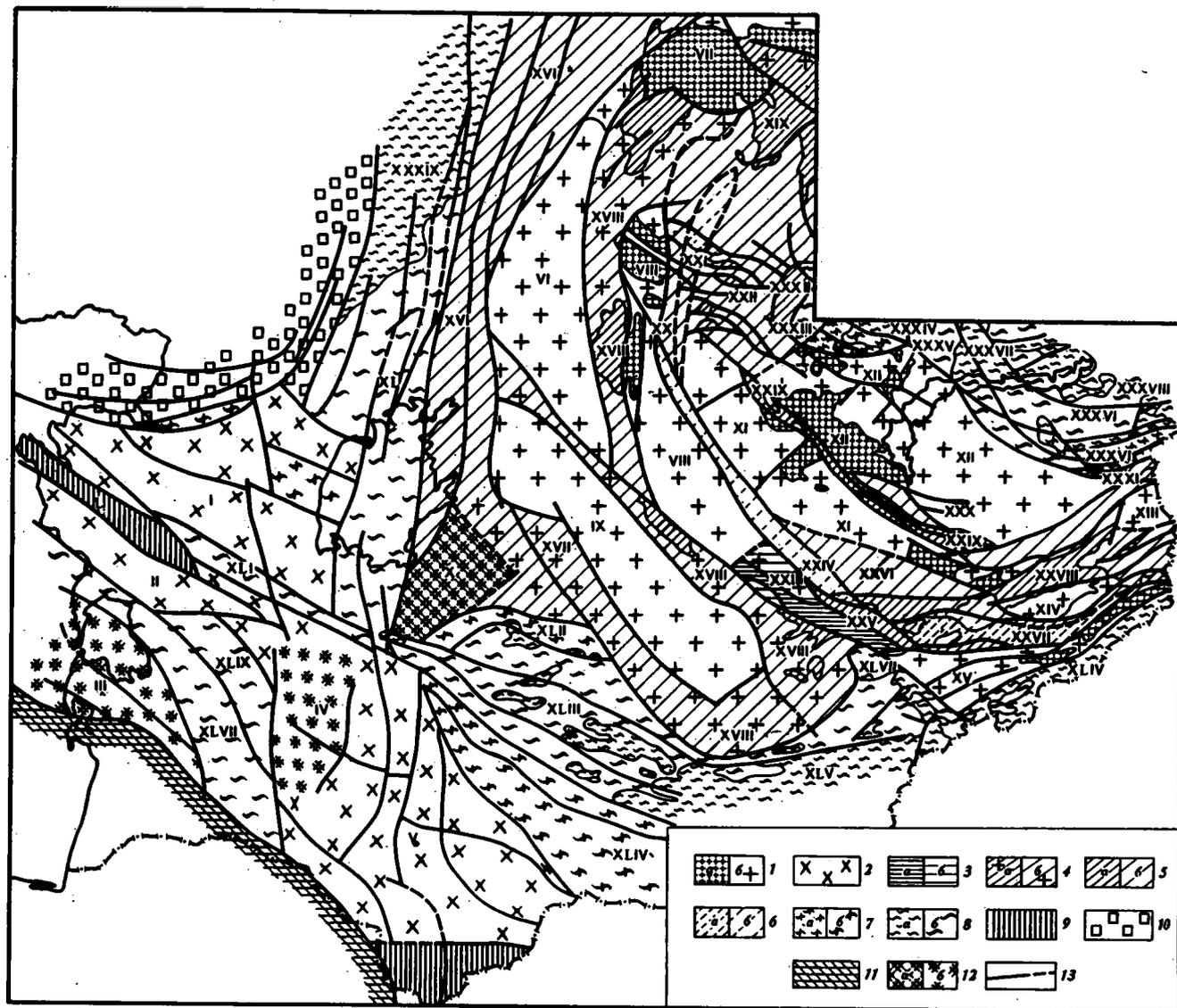
Полоса описанных выше субсеквентных эффузивов перми тянется от южных отрогов Гиссара на северо–запад, вдоль Гиссарского глубинного разлома по его юго–западному крылу. В пределах Бухарской ступени на Туранской плите многочисленными буровыми скважинами прослежено западное продолжение Гиссарского батолита, который выходит к подошве платформенного чехла в виде ряда крупных массивов округлой формы, оконтуривающихся по магнитному и гравитационному полям. В промежутках между гранитными массивами скважинами вскрываются дацитовые и липаритовые порфиры и их туфы, аналогичные породам лочобской свиты. Эта полоса, постепенно суживаясь к северо–западу, прослежена вплоть до южных подножий гор Султануздаг.

Рис. 1. Схема строения геосинклинального фундамента Туранской плиты и ее обрамления

1 - добайкальские массивы: а - на поверхности, б - погруженные; 2 - байкальские массивы: а - умеренно погруженные, б - глубоко погруженные; 3 - байкальская складчатая зона: а - на поверхности, б - погруженная. Каледонская складчатая система: 4 - геосинклинальные зоны на добайкальском фундаменте: а - на поверхности, б - погруженные; 5 - геосинклинальные зоны с проблематичным присутствием фундамента: а - на поверхности, б - погруженные; 6 - геосинклинальные зоны: а - на поверхности, б - погруженные. Варисцийские складчатые системы: 7 - многосинклинальные зоны на доварисцийском фундаменте: а - на поверхности, б - погруженные; 8 - геосинклинальные зоны с проблематичным присутствием доварисцийского фундамента: а - на поверхности, б - погруженные; 9 - киммерийские складчатые зоны. Прочие обозначения: 10 - карельский фундамент Русской плиты; 11 - альпийский складчатый пояс; 12 - гранитизированные участки древних глыб: а - карельских, б - байкальских; 13 - важнейшие разломы

Структурные элементы. Древние массивы: I - Северо-Устюртский, II - Южно-Мангышлакский, III - Кара-Богазский, IV - Центрально-Каракумский свод, V - Каракумо-Байсунский, VI - Южно-Тургайский, VII - Кокчетавский, VIII - Улутауский, IX - Сырдарьинский, X - Бельтауский, XI - Муонкумский, XII - Атасу-Джунгарский, XIII - Джаркентский, XIV - Иссык-Кульский, XV - Нарынский.

Каледонские складчатые зоны: XVI - Тургайская, XVII - Кызылкумская, XVIII - Байконур-Каратау-Чаткальская, XIX - Степнякский синклиниорий, XX - Эскулинский синклиниорий, XXI - Кирейский антиклиниорий, XXII - Конский синклиниорий, XXIII - Каратау-Таласская (байкальская), XXIV - XXVII - Киргизско-Терскайская (XXIV - Макбальское поднятие, XXV - Сусамырский синклиниорий, XXVI - Карабалтинский синклиниорий, XXVII - Бурланское поднятие), XXVIII - Завлийско-Кетменская, XXIX - Джалаир-Найманская, XXX - Сарытумская, XXXI - Южно-Джунгарский антиклиниорий, XXXII - Атасуйский антиклиниорий.



Варисцийские складчатые зоны.

Джунгаро-Балхашская система: XXXIII - Успенский синклиниорий, XXXIV - Акжал-Аксоранский синклиниорий, XXXV - Токтавский синклиниорий, XXXVI - Центрально-Джунгарский антиклиниорий, XXXVII - Балхашский антиклиниорий, XXXVIII - Северо-Джунгарский синклиниорий.

Уральская система: XXXIX - на поверхности, XL - погруженное южное продолжение.

Южно-Тянь-Шаньская система; зоны: XLI - Центрально-Устюртская, XLII - Северо-Букантауская, XLIII - Центрально-Кызылкумские, XLIV - Бухаро-Гиссарская, XLV - Алайская, XLVI - Кокшаальская, XLVII - Северо-Ферганская; подзоны: XLVIII - Туаркырская, XLIX - Капланкыр-Кумсебшенская; L - Мангышлакский киммерийский прогиб



Рис.3. Структурная схема поверхности геосинклинального фундамента Туранской плиты и ее обрамления

1 - альпийский складчатый пояс; 2 - выходы на поверхность геосинклинального фундамента; 3 - изогипсы поверхности геосинкли-

нального фундамента Прикаспийской впадины (в км; минус опущен); 4 - изогипсы поверхности геосинклинального фундамента Туранской плиты; 5 - важнейшие разрывные нарушения; 6 - основные скважины

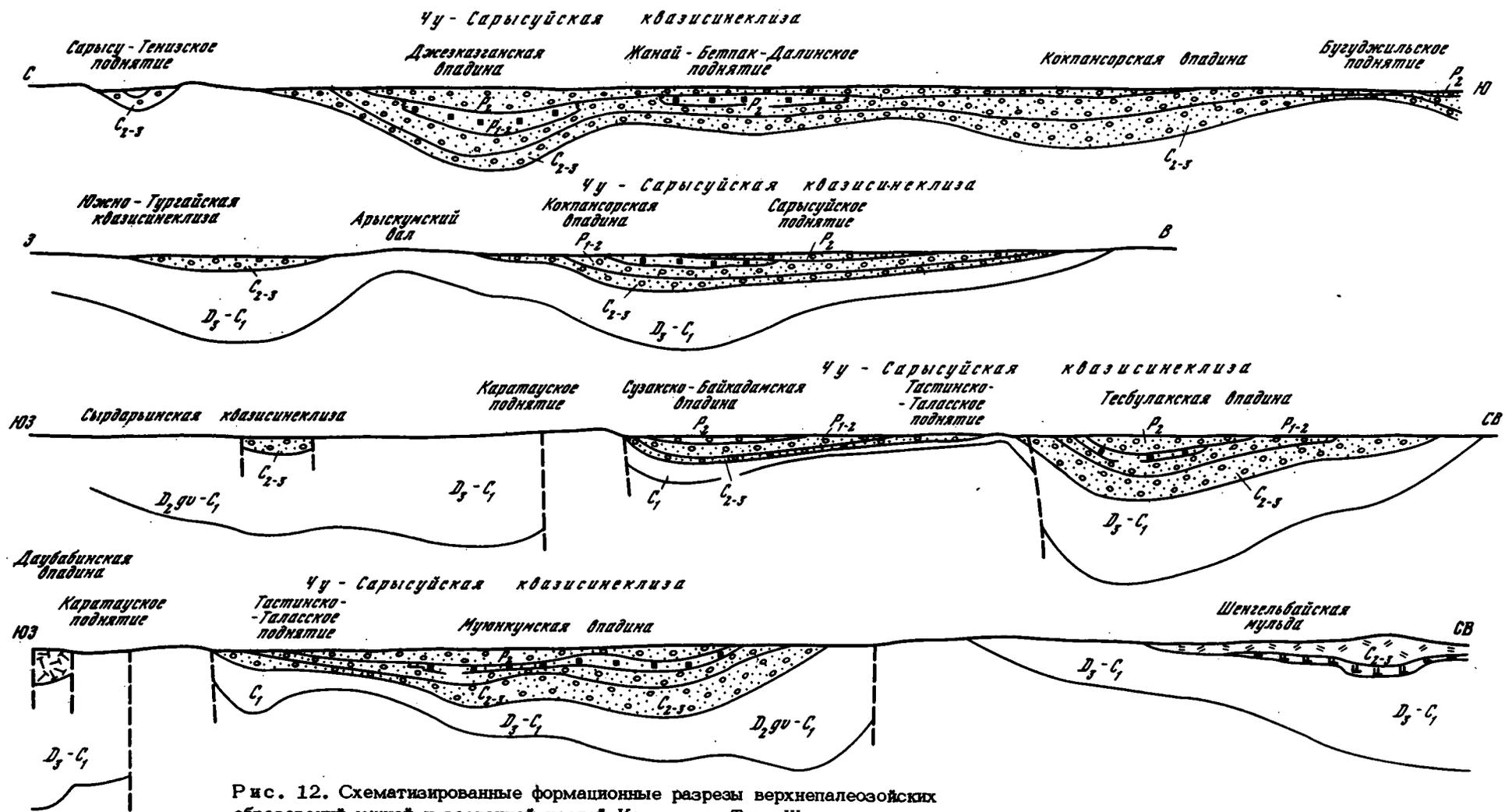


Рис. 12. Схематизированные формационные разрезы верхнепалеозойских образований южной и восточной частей Казахстано-Тянь-Шаньского массива.

Масштаб и условные обозначения см. на рис. 4

Рис. 18. Схема тектоники эпигеосинклинальных средне-верхнепалеозойских образований Туранской плиты и ее обрамления

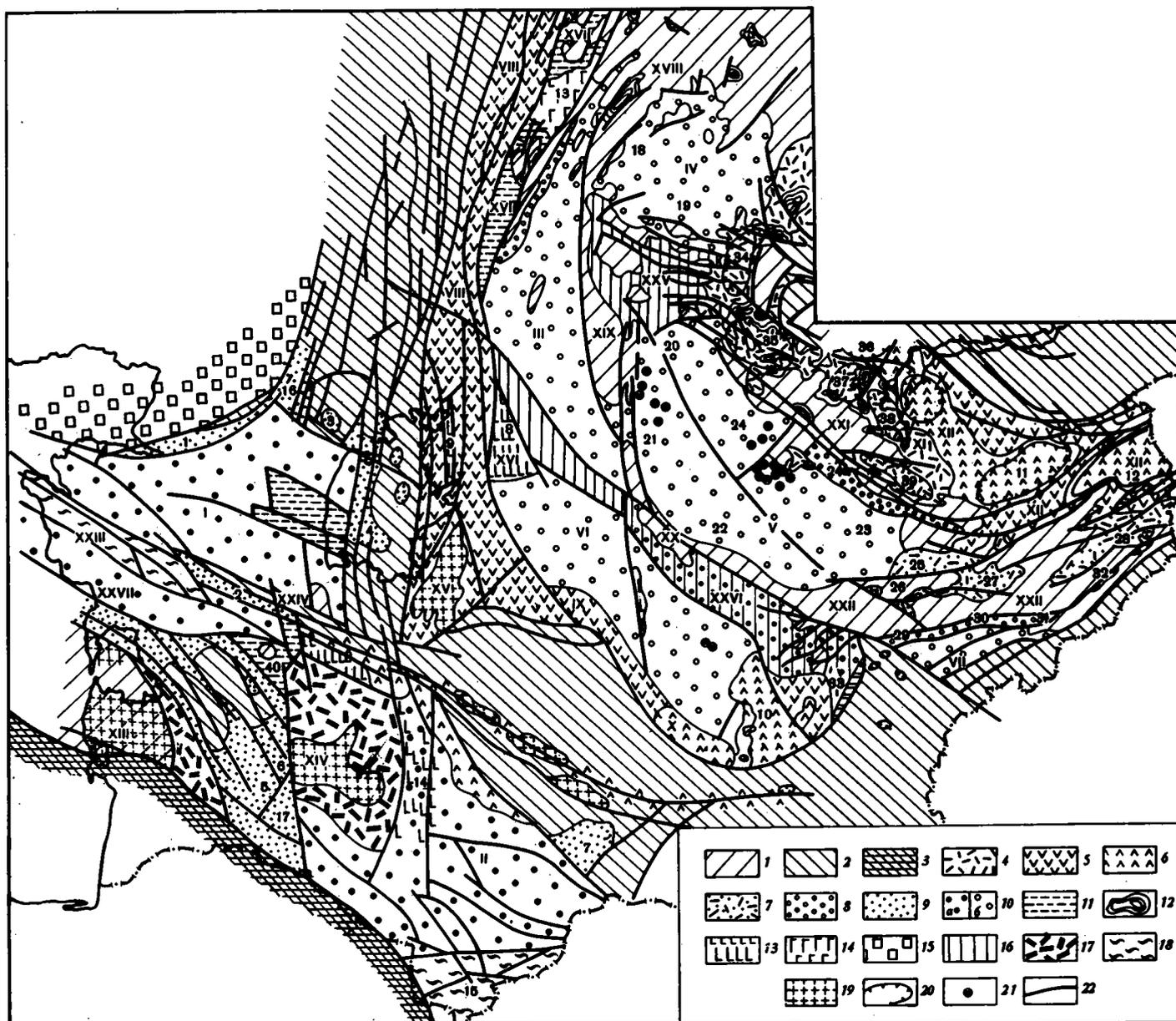
Складчатый фундамент:

1 - геосинклинальные складчатые комплексы каледонского и более древнего возраста (выходы на поверхность и к подошве платформенного чехла); 2 - геосинклинальный складчатый комплекс варисийского возраста (выходы на поверхность и к подошве платформенного чехла); 3 - геосинклинальный складчатый комплекс альпийского возраста. Орогенные структурные элементы: 4 - ниже-среднедевонские краевые вулканические пояса; 5 - нижекаменноугольные краевые вулканические пояса; 6 - верхнепалеозойские краевые вулканические пояса; 7 - девонские ниже-среднекаменноугольные внутренние впадины; 8 - верхнедевонские-нижекаменноугольные предгорные впадины; 9 - верхнепалеозойские впадины и периклиналильные прогибы варисид. Квасиплатформенные структурные элементы: 10 - палеозойские-раннетриасовые квазисинеклизы: а - глубоко погруженные, б - умеренно погруженные; 11 - верхнедевонские-нижепермские поднятия и седловины; 12 - верхнедевонские-нижекаменноугольные наложенные мульды; 13 - верхнепалеозойские-нижнетриасовые грабены и впадины; 14 - нижнетриасовые вулканические впадины. Платформенные структурные элементы: 15 - Прикаспийская синеклиза

Русской плиты. Структурные элементы неясного генезиса: 16 - среднепалеозойские складчатые зоны; 17 - верхнепалеозойский вулканический плащ; 18 - киммерийские складчатые зоны; 19 - ареалы средне-позднепалеозойской гранитизации.

Прочие обозначения: 20 - крупные вулканические впадины; 21 - диапировые соляные купола (соли верхнего девона); 22 - важнейшие разрывы средне-верхнепалеозойского возраста.

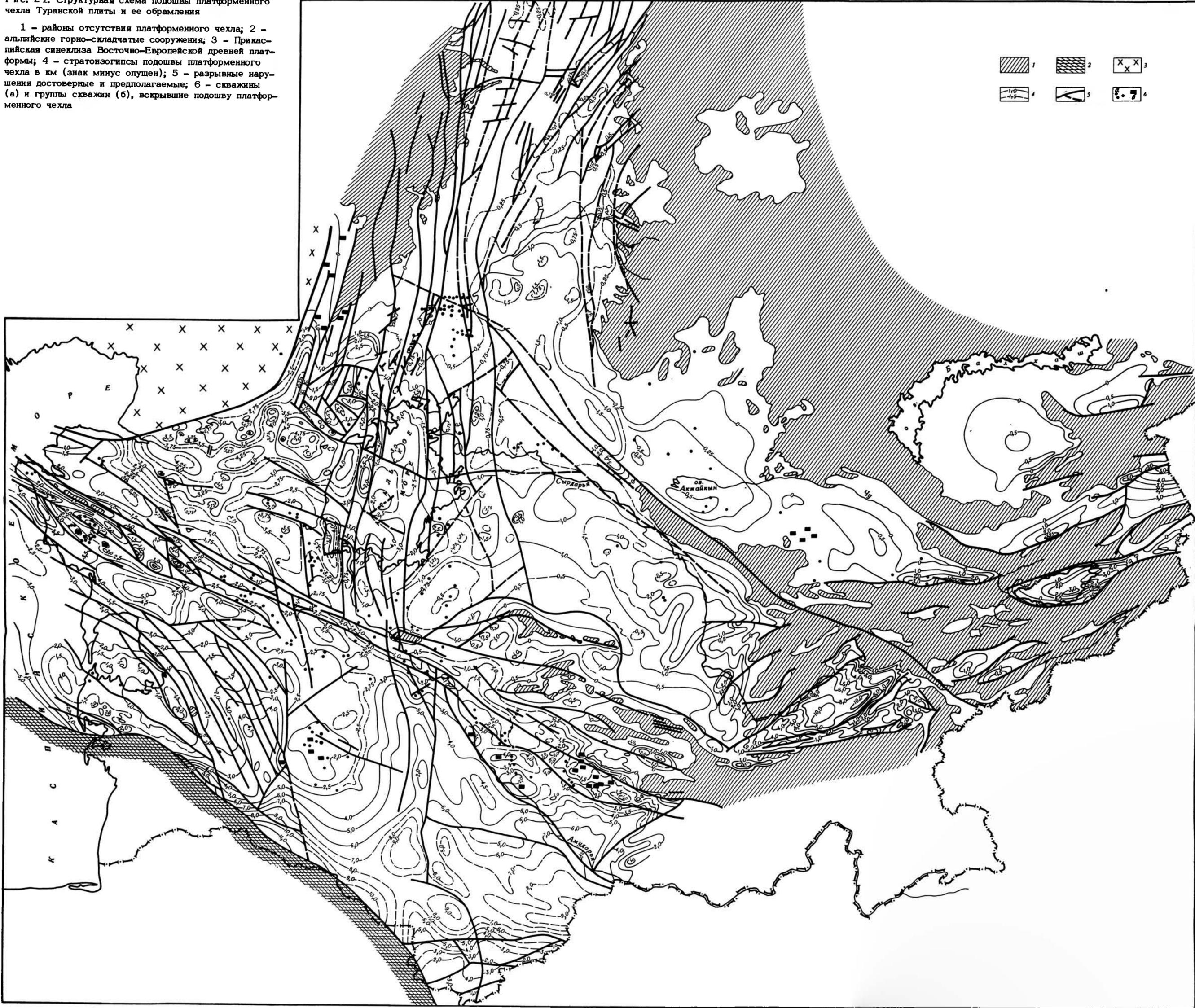
Структурные элементы, Квазисинеклизы: I - Северо-Устюртская, II - Амударьинская; III - Южно-Тургайская, IV - Тенизская, V - Чу-Сарысульская, VI - Сырдарьинская, VII - Нарынская. Вулканические пояса: VIII - Валерьяновский, IX - Кураминский, X - Гиссарский, XI - Центрально-Казахстанский, XII - Илийско-Фрибальхашский. Своды: XIII - Кара-Богаский, XIV - Центрально-Каракумский, XV - Бугульский, XVI - Джусалинский. Поднятия: XVII - Убаганско-Егенкульское, XVIII - Кокчетавское, XIX - Улутауское, XX - Каратауское, XXI - Бурунтавское, XXII - Северо-Тянь-Шаньское, XXIII - Мангышлакское, XXIV - Центрально-Устюртское. Складчатые зоны: XXV - Сарысу-Тенизская, XXVI - Каратау-Чаткальская, XXVII -



Южно-Мангышлакский желоб. Верхнепалеозойско-триасовые впадины: 1 - Южно-Эмбенская, 2 - Байская, 3 - Кашкартинская, 4 - Южно-Аральская, 5 - Учтаганская, 6 - Куйминская, 7 - Бешкентская, 8 - Тюратамская, 9 - Камыслыбасская, 10 - Кураминская, 11 - Сарыозекская, 12 - Джаркентская, 13 - Кушмурунский грабен, 14 - Хивинский грабен, 15 - Калаиморская, 16 - Атжаксинский прогиб, 17 - Северо-Ашхабадский прогиб. Средне-верхнепалеозойские впадины: 18 - Кийминская, 19 - Кытнянская, 20 - Джекказганская, 21 - Кокпансорская, 22 - Сузакско-Байкадамская, 23 - Муонкумская, 24 - Тесбулакская, 24а - Восточно-Бетпак-Далинская, Среднепалеозойские впадины: 25 - Северо-Киргизская, 26 - Аральская, 27 - Шамсинская, 28 - Иссык-Кульская, 29 - Кокиримская, 30 - Сонкульская (Коктайская), 31 - Джетымская, 32 - Восточно-Терскойская. Среднепалеозойские вулканические впадины: 33 - Чаткальская, 34 - Ашилинская, 35 - Северо-Бетпак-Далинская, 36 - Моинтинская, 37 - Беркутинская, 38 - Западно-Балхашская, 39 - Джильтавская, 40 - Сарыкамышско-Шорджинская седловина

Рис. 21. Структурная схема подошвы платформенного чехла Туранской плиты и ее обрамления

1 - районы отсутствия платформенного чехла; 2 - альпийские горно-складчатые сооружения; 3 - Прикаспийская синеклиза Восточно-Европейской древней платформы; 4 - стратозогипсы подошвы платформенного чехла в км (знак минус опущен); 5 - разрывные нарушения достоверные и предполагаемые; 6 - скважины (а) и группы скважин (б), вскрывшие подошву платформенного чехла



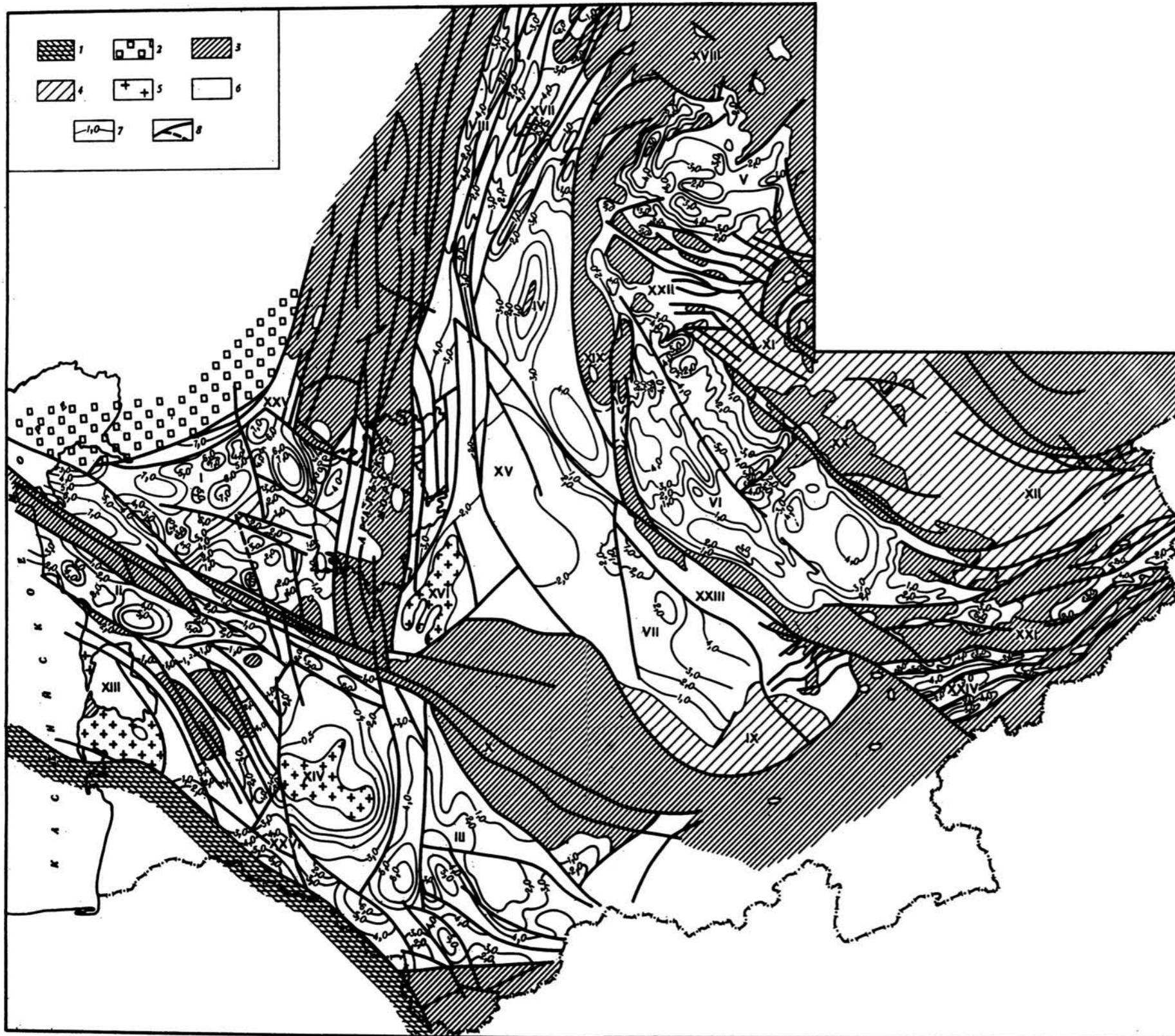


Рис. 22. Схема мощностей эпигеосинклинальных палеозойских образований Туранской плиты и ее обрамления

1 - альпийский складчатый пояс; 2 - платформенный чехол Русской плиты; 3 - участки отсутствия эпигеосинклинальных палеозойских образований (выходы геосинклинального фундамента на поверхность или под платформенный чехол); 4 - участки, где эпигеосинклинальные палеозойские образования представлены эффузивными и интрузивными породами; 5 - участки гранитизации эпигеосинклинальных палеозойских образований; 6 - участки, где эпигеосинклинальные палеозойские образования представлены осадочными или вулканогенно-осадочными породами; 7 - линии равных мощностей; 8 - важнейшие разрывные нарушения

Структурные элементы первого порядка. Квазисинеклизы: I - Северо-Устьюртская, II - Южно-Мангышлакский желоб, III - Амударьинская, IV - Южно-Тургайская, V - Тенизская, VI - Чу-Сарысуйская, VII - Сырдарьинская. Вулканические пояса: VIII - Валерьяновский, IX - Кураминский, X - Гиссарский, XI - Центрально-Казахстанский, XII - Илийско-Прибалхашский. Своды: XIII - Кара-Богазский, XIV - Центрально-Каракумский, XV - Джусалинский, XVI - Бузгульский. Поднятия: XVII - Убаганско-Егенкульское, XVIII - Кокчетавское, XIX - Улутауское (Карсакапское), XX - Бурунтавское, XXI - Северо-Тянь-Шанское. Складчатые зоны: XXII - Сарысу-Тенизская, XXIII - Каратауско-Чаткальская. Прочие структурные элементы: XXIV - Нарынская впадина, XXV - Атжаксинский периклиальный прогиб, XXVI - Ашхабадский периклиальный прогиб

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В эпигеосинклинальном палеозойско-нижнетриасовом структурном комплексе Туранской плиты и ее обрамления, как ясно из изложенного, различаются по формациям, особенностям строения и развития два основных типа структур. К первому типу относятся орогенные структуры, слагаемые группой порфирировых и порфиритовых формаций и красноцветными континентальными молассами. В периферических частях массивов это девонские и нижнекаменноугольно-верхнепалеозойские краевые вулканические пояса и системы перивулканических и предгорных молассовых впадин девона. Во внутренних частях массивов — это девонские вулканические впадины и системы межгорных молассовых впадин.

Все эти структурные элементы А.А.Богдановым, В.В.Белоусовым, М.В.Муратовым, А.В.Пейве, Н.П.Херасковым, А.Л.Яншиным и другими исследователями единодушно относятся к орогенному ряду. Формации, их слагающие, весьма характерны, типоморфны для соответствующего тектонического режима и могут быть названы "стенотектоническими", т.е. образующимися в весьма определенных, так сказать, "узких" рамках характерного тектонического режима. Поэтому именно с помощью порфирировых и красноцветных молассовых формаций удастся более или менее четко датировать время завершающей складчатости и окончания геосинклинального развития (Тектоника Евразии, 1967).

Для древних массивов характерны также структурные элементы совершенно иного типа, очень близкие к платформенным как по слагающим их формациям — карбонатные, терригенные, терригенно-карбонатные, соленосные, так и по основным особенностям структуры — квазисинеклизы, брахиформные, типично платформенные дислокации. Время образования таких структур было удачно названо В.Е.Хайным "квазиплатформенным интервалом". Действительно, как было показано в главах III и II, толщи, отлагавшиеся на древних массивах в среднем и позднем палеозое, хотя и близко напоминают платформенные, но вместе с тем отличаются от них в основном характером структур (глубоко и умеренно прогнутые квазисинеклизы), степенью уплотненности и метаморфизма пород и интенсивностью дислокаций. Поэтому мы принимаем термин В.Е.Хайна и относим охарактеризованные выше структурные элементы, как и тектонический режим времени их формирования, к квазиплатформенным.

Типоморфные для квазиплатформенного режима формации нам обнаружить не удалось. Карбонатные формации нижнего карбона, терригенные морские сероцветные и зеленоцветные формации нижнего карбона, тонкие красноцветные и соленосные молассы верхнего палеозоя в общем достаточно близки к платформенным формациям (особенно напоминают формацию пшечега карбонатные толщи верхнего турне с многочисленными конкрециями и стяжениями черных кремней, а красноцветные тонкие молассы верхнего палеозоя — однообразные формации Русской платформы). С другой стороны, мощные карбонатные толщи фамена-нижнего карбона Большого Каратау и Сарысу-Тенизского водораздела ближе напоминают "герцинский известняк" среднего-верхнего девона варисцид Урала и Европы или геосинклинальные карбонатные толщи триаса и юры альпийского складчатого пояса. Очевидно, что формации "квазиплатформенного интервала" принадлежат к числу "эвритектонических", т.е. имеющих сходный облик в различных тектонических режимах.

Заслуживает рассмотрения также вопрос о тектоническом единстве эпигеосинклиналичного палеозойского структурного комплекса Туранской плиты и ее обрамления. В его состав входят как типично орогенные структуры нижних этажей чехлов центральных частей древних массивов и их периферических зон, так и квазиplatformенные структуры центральных частей массивов. С первого взгляда может показаться, что эти два типа структур имеют друг с другом мало общего. Однако при тщательном анализе устанавливается, что оба типа структур длительное время сосуществуют и латерально переходят один в другой. Так, Валерьяновский нижекаменноугольный вулканический пояс через переходную Боровскую подзону соединен постепенными переходами с чехлом Южно-Тургайской умеренно глубокой квазисинеклизы. Точно таким же образом нижекаменноугольные вулканические разрезы Кураминского пояса через переходные разрезы свиты уя соединяются с чехлом Сырдарьинской квазисинеклизы. Постепенные переходы устанавливаются также между структурами Гиссарского вулканического пояса и верхними частями чехла Амударьинской глубокой квазисинеклизы.

Кроме того, структуры квазисинеклиз очень тесно и неразрывно связаны с предгорными угленосными впадинами нижнего карбона, имеющими, очевидно, в значительной мере орогенную природу. Такие тесные связи устанавливаются между Кыпшакской угленосной впадиной и структурами Тенизской квазисинеклизы, между Восточно-Бетпак-Далинской предгорной, в значительной мере угленосной впадиной и структурами Чу-Сарысуйской квазисинеклизы. Столь же тесно связаны (вплоть до того, что между ними затруднительно провести точную границу) структуры Сырдарьинской квазисинеклизы и фаменского-нижекаменноугольного прогиба складчатой зоны Большого Каратау. Не менее тесны латеральные взаимоотношения в фаменское-раннекаменноугольное время между Кокиримско-Сонкульской предгорной впадиной и собственно Нарынской впадиной.

Важнейшей особенностью структуры умеренно глубоких квазисинеклиз представляется расположение участков максимального прогибания по их периферии. Краевые впадины квазисинеклиз являются, вероятнее всего, структурами компенсационного типа. Это подчеркивается тем, что многие краевые впадины образованы путем миграции в пределы квазисинеклиз предгорных впадин (можно сравнить Кыпшакскую и Восточно-Бетпак-Далинскую впадины), а также тем, что против этих впадин всегда располагаются длительно живущие поднятия. Компенсационный характер структур прогибания является характернейшей чертой орогенного режима, как эпигеосинклиналичного, так и эпиплатформенного. Таким образом, тенденции орогенного режима как бы "просвечивают" и на "квазиplatformенном интервале".

Все эти обстоятельства позволяют нам объединить как орогенные, так и квазиplatformенные эпигеосинклиналичные палеозойские структуры Туранской плиты и ее обрамления в единый структурный комплекс. Выбор названия для этого комплекса, пожалуй, несколько преждевременен. С одной стороны, его можно было бы именовать орогенным вслед за А.А.Богдановым, но с другой стороны, Г.Штилле еще в 1933 г. (Штилле, 1964) предложил для субсеквентного вулканического пояса название "квазикратонный", т.е. квазиplatformенный. Вероятно, следовало бы остановиться именно на последнем, учитывая взаимоотношения структурных планов геосинклиналичного, эпигеосинклиналичного палеозойского и платформенного этапов на Туранской плите.

Во взаимоотношениях геосинклиналичного и эпигеосинклиналичного структурных планов наиболее примечательной является роль древних массивов. Относительной жесткостью своего фундамента они определяют местоположение и очертания квазисинеклиз. Так, например, Северо-Устюртскому массиву отвечает одноименная квазисинеклиза, восточной половине Каракум-Байсунского массива - Амударьинская квазисинеклиза, Южно-Тургайская квазисинеклиза заложена на одноименном массиве, Чу-Сарысуйская и Сырдарьинская квазисинеклизы тяготеют к тесно сближенным группам древних глыб. Интенсивно

гранитизированные участки массивов обуславливают образование сводов и поднятий в эпигеосинклинальном палеозойском комплексе (Кара-Богазский, Центральнo-Каракумский своды, Бельтауская, возможно, Джусалинская глыбы).

Каледонские складчатые зоны также определенным образом отражаются в структуре эпигеосинклинального палеозойского комплекса. Тенденции к поднятию, которые складчатые зоны получают в ходе инверсии и завершающей складчатости, долгое время дают о себе знать, обуславливая образование устойчивых поднятий внутри рассматриваемого комплекса. Достаточно вспомнить Убаганско-Егенкульское поднятие над Тургайской зоной каледонид, Эргенекты-Джуактубинское и Атасуйское поднятия над Ерменьтау-Чу-Илийской зоной каледонид, которые продолжаются к юго-востоку поднятиями Джалаир-Найманской зоны и Заилийского антиклинория, обширные и длительно живущие поднятия над Киргизско-Терской зоной каледонид. Вероятнее всего, именно постумными поднятиями инверсировавших каледонских складчатых зон обусловлены центральные поднятия квазисинеклиз: Чардаринское в Сырдарьинской квазисинеклизе и Таласско-Тастинское в Чу-Сарысуйской квазисинеклизе (унаследованность южной части последнего от погруженного продолжения Макбальского антиклинория не вызывает сомнений). Несколько неясной в свете этих соображений остается структура Сарысу-Тенизской зоны и Тенизской квазисинеклизы. Можно полагать, что здесь имеет место сложная интерференция влияний входящего угла внешнего края массива и погруженного продолжения древних Кокчетавских структур, служавших, возможно, основанием Степнякского синклинория.

Наконец, положение и очертания краевых вулканических поясов как девонского, так и каменноугольного-пермского времени определяется системой глубоких расколов вдоль внешних краев варисийских геосинклинальных систем (Богданов, 1959; Шульц, 1966; Зона сочленения..., 1971).

Таким образом, во взаимоотношениях геосинклинального фундамента и эпигеосинклинального палеозойского комплекса мы видим определенную унаследованность общего структурного плана при тенденциях к инверсии тектонических движений.

Не менее тесная связь структурных планов отмечается и между эпигеосинклинальным палеозойским комплексом, с одной стороны, и платформенным комплексом - с другой. Крупные квазиплатформенные погружения (как глубоко, так и умеренно прогнутые квазисинеклизы) унаследованы отрицательными платформенными структурами первого порядка - синеклизами. Так, Северо-Устюртскую глубоко прогнутую квазисинеклизу полностью унаследовала Северо-Устюртская платформенная синеклиза; то же произошло с Амударьинской глубокой квазисинеклизой, Южно-Тургайской, Тенизской и Чу-Сарысуйской умеренно прогнутыми квазисинеклизами (следует лишь отметить, что в этих квазисинеклизах центральные поднятия на платформенном этапе отмирают). Столь же четко унаследованы и поднятия: Кара-Богазский, Центральнo-Каракумский, Бузгульский и Джусалинский своды. Инверсированные квазиплатформенные структуры - складчатые зоны - сохраняют тенденции к поднятиям и на платформенном этапе (Большой Каратау, Сарысу-Тенизское поднятие). Варисийские складчатые системы выступают, как правило, в роли поднятых платформенных структур. Исключение представляет лишь участок сочленения Уральской и Южно-Тянь-Шаньской систем, погруженный на платформенном этапе почти на 2000 м в районе Аральского моря; это можно объяснить расположением указанного участка в узком промежутке между Северо-Устюртской и Сырдарьинской синеклизами.

Таким образом, во взаимоотношениях эпигеосинклинального палеозойского комплекса и платформенного чехла отмечается унаследованность как общего структурного плана, так и тектонических движений. Более того, отмечается и унаследованность конкретных тектонических форм в виде "унаследованной складчатости" (Янин, 1951; Гарецкий, 1962).

Становится несомненным, что эпигеосинклиальный палеозойский структурный комплекс теснее связан с платформенным, чем с геосинклиальным развитием территории. Именно в течение эпигеосинклиального палеозойского этапа происходит заложение и становление платформенных структур: в его начале платформенные структуры еще полностью отсутствуют, так как только что перестали существовать геосинклиальные структурные элементы; к моменту его окончания (т.е. к моменту начала платформенного этапа) мы видим их уже вполне сформированными. Поэтому для эпигеосинклиального палеозойского этапа в целом предпочтительнее наименование квазиплатформенного.

Однако объединение квазиплатформенных (в широком смысле) и платформенных этапов в единый этап, а их структур – в единый структурный комплекс не может быть признано. Причиной этому служит своеобразие набора структурных элементов квазиплатформенного комплекса (см. таблицу в главе III), резко отличающихся от структурных элементов как древних, так и молодых платформ. Столь же глубоки отличия квазиплатформенных структур от известного набора структур геосинклиальных (геосинклиальные прогибы, геоантиклинальные поднятия, срединные массивы и т.д.). Это заставляет нас поддерживать точку зрения о геолого-исторической и структурной самостоятельности квазиплатформенного этапа и равноправии его с этапами геосинклиальным и платформенным.

Описанные выше особенности строения эпигеосинклиального палеозойского структурного комплекса свойственны и другим молодым платформам.

В пределах Западно-Европейской молодой платформы палеозойский (доверхнепермский) эпигеосинклиальный комплекс выполняет обширную Североморскую глубоко прогнутую квазисинеклизу, в краевых частях которой им образованы два вулканических пояса – Росток-Узедомский и Субварисийский (Буш, Кирюхин, 1971).

Умеренно прогнутая квазисинеклиза в каменноугольно-раннепермское время возникла в пределах Парижской плиты на докембрийском фундаменте продолжения Молданубской зоны. В это же время образовались Саар-Зельский и Оос-Заальский трюги, выполненные породами карбона и нижней перми и заложившиеся на докембрийском фундаменте Среднегерманского кристаллического поднятия (Гарецкий, 1972).

Эпигеосинклиальные палеозойско-триасовые образования известны для Западно-Сибирской плиты, где на древних массивах развиты обширные впадины и квазисинеклизы, выполненные квазиплатформенным структурным комплексом (Куликов, 1972; и др.).

Не исключено, что структура типа квазисинеклизы развита в пределах Мизийской плиты, где она выполнена терригенными, терригенно-карбонатными, карбонатными образованиями палеозоя и возникла на рифейском кристаллическом основании.

Рассмотренные закономерности строения эпигеосинклиального палеозойско-триасового комплекса, указывающие на широкое распространение в нем карбонатных и терригенных формаций платформенного класса, позволяют, исходя из общих теоретических основ нефтяной геологии, высоко оценить перспективы их нефтегазоносности.

Этот вывод подтверждается открытием крупнейших месторождений газа в эпигеосинклиальном палеозойском комплексе Западно-Европейской плиты (Глушко и др., 1972). Непосредственно же на Туранской плите в рассматриваемых образованиях в настоящее время установлены многочисленные нефтегазопроявления, а в Чу-Сарысуйской квазисинеклизе в палеозойских отложениях открыты месторождения горючих газов. Из отложений верхнего девона и нижнего карбона на ряде структур этой квазисинеклизы получены притоки свободного газа с содержанием тяжелых углеводородов до 10% (Филиппев, 1972).

В нижнекаменноугольных карбонатно-терригенных отложениях Кустанайской зоны Тургайского прогиба получены незначительные по дебитам притоки нефти (Геология и перспективы..., 1964).

В восточной части Северо-Устьюртской квазисинеклизы на Аламбек-Куаньшском валу из карбонатных отложений среднекаменноугольно-раннепермского возраста в 1972 г. получены притоки легкой (уд. вес 0,84) беспарафинистой нефти (структура Каракудук, интервалы глубин 3512-3722 м).

Из красноцветных пермо-триасовых отложений, выполняющих Северо-Устьюртскую и Амударьинскую квазисинеклизы, на некоторых площадях получены притоки минерализованных пластовых вод и свободный газ углеводородного состава.

И, наконец, из сероцветных нижнетриасовых отложений Южно-Мангышлакского желоба в 1972 г. получен фонтанный приток углеводородного газа с дебитом до 200 тыс. м³/сутки.

Таким образом, результаты поисково-разведочных работ на практике подтверждают правильность положительной оценки перспектив нефтегазоносности эпигеосинклинального палеозойско-триасового комплекса Туранской плиты. Особенности тектоники и формирования рассматриваемых отложений показывают, что перспективы в нем в первую очередь следует связывать с крупными отрицательными структурами - Северо-Устьюртской, Амударьинской, Чу-Сарысульской, Южно-Тургайской и Сырдарьинской квазисинеклизами и Южно-Мангышлакским желобом, устойчиво прогибавшимися почти на всем протяжении палеозоя, а некоторых - и раннего триаса.

Суммарные объемы накопившихся в этих структурах квазиplateформенных отложений значительно превосходят объемы мезозойско-кайнозойских осадков соответствующих им синеклиз и прогибов платформенного чехла, что еще раз подтверждает правильность высокой оценки перспектив их нефтегазоносности.

При этом перспективы нефтегазоносности умеренно прогнутых Тургайской и Сырдарьинской квазисинеклиз в связи с меньшими объемами квазиplateформенных толщ и несколько большей их дислоцированностью и уплотненностью (последнее установлено бурением в Сырдарьинской квазисинеклизе) оцениваются несколько ниже, чем перспективы перечисленных выше структур.

Значительные глубины залегания квазиplateформенного комплекса на большей части Туранской плиты, его повышенная по сравнению с толщами платформенных осадков плотность и дислоцированность и широкое распространение в нем карбонатных толщ указывают на преимущественное развитие здесь коллекторов трещинного типа. Наряду с ними можно предполагать развитие на отдельных участках рифогенных структур (в Чу-Сарысульской квазисинеклизе и на Аламбек-Куаньшском валу Северо-Устьюртской квазисинеклизы).

Поиски и разведка месторождений нефти и газа в подобных коллекторах требуют применения особых методических приемов.

Главной задачей нефтепоисковых работ в эпигеосинклинальном комплексе в настоящее время является изучение его внутренней структуры и в первую очередь поиски локальных поднятий. Последнее требует резкого повышения глубинной информативности сейсморазведки, которая, как показывают результаты работ на территории Южного Мангышлака и Северного Устьюрта, довольно успешно достигается применением метода ОГТ и других ее модификаций. Несомненно, что сейсморазведочные исследования необходимо комплексировать с опорным и параметрическим бурением, в задачи которого входит как изучение вещественного состава, геохимии и гидрогеологии эпигеосинклинального палеозоя, так и стратификация сейсмических горизонтов.

Изложенный выше материал показывает, что в разрезе молодых плит значительное место принадлежит эпигеосинклинальному палеозойскому структурному комплексу, формирующему особые типы орогенных и квазиplateформенных структур. Выяснение закономерностей строения этого комплекса имеет большое значение как для расшифровки общего процесса развития и формирования геоструктуры молодых плит, так и для практических целей, в первую очередь, нефтяной геологии.

ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллин А.А., Цирельсон Б.С. 1971. Состав и возраст докембрийского фундамента Восточного Приаралья. - В кн. "Проблемы геологии западного Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Абдуллаев Х.М., Аделунг А.С., Воронич В.А., Горьковой О.П., Калабина М.Г., Малахов Л.А., Маюкина Т.М., Мирходжаев М.М., Раджабов Ф.Ш. 1958. Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Авдеев А.В., Альперович Е.В., Бодылевская Е.В., Вознесенский В.Д., Кочкин Н.В., Ненашев Ю.П., Филатов Г.Н. 1971а. Девонские отложения Сарысу-Балхаш-Нуринаского водораздела и Северной Бетпакалды. - В кн. "Тезисы докладов Второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Авдеев А.В., Альперович Е.В., Бодылевская Е.В., Вознесенский В.Д., Кочкин Н.В., Ненашев Ю.П., Филатов Г.Н. 1971б. Нижнекаменноугольные отложения Сарысу-Балхаш-Нуринаского водораздела и Северной Бетпакалды. - В кн. "Тезисы докладов Второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Авдеев А.В., Альперович Е.В., Вознесенский В.Д., Краськов Л.Н., Филатов Г.Н. 1971. Нижнепалеозойские отложения Северо-Западного Прибалхашья. - В кн. "Тезисы докладов Второго Стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Авров П.Я., Булекбаев З.Е., Гарецкий Р.Г., Дальян И.Б., Мулдакулов Г.Г., Шлезингер А.Е. 1969. Пространственное положение и характер юго-восточной границы Восточно-Европейской платформы. - В кн. "Методика и результаты комплексных глубинных геофизических исследований". М., "Недра".
- Азбель К.А. 1961. Новые данные по стратиграфии пермских отложений юго-западных склонов Джунгарского Алатау. - Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 4 (45).
- Азбель К.А., Борукаева М.Р. 1965. Верхний палеозой. - В кн. "Геология и металлогения Джунгарского Алатау". Алма-Ата, "Наука".
- Азбель К.А., Борукаева М.Р. 1966. К проблеме цикличности в палеовулканологии (на примере Южной Джунгарии). - В кн. "Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Азбель К.А., Борукаева М.Р., Ковалевский А.Ф., Стеркин В.Д. 1971. Основные черты орогенного магматизма Прибалхашско-Илийского вулканического пояса (на примере Северо-Восточного Прибалхашья и Южной Джунгарии). - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана", вып. 4(29). Алма-Ата, "Наука".
- Азбель К.А., Стеркин В.Д. 1971. К сопоставлению верхнепалеозойских разрезов Южной Джунгарии и Северо-Восточного Прибалхашья. - В кн. "Тезисы докладов Второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Александрова М.И., Борсук Б.И. 1955. Геологическое строение палеозойского фундамента восточной части Бетпак-Далы. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, том 7.
- Андрусов Н.И. 1889. О геологических исследованиях в Закаспийской области, проведенных в 1887 г. - Труды Арало-Каспийской экспед., вып. 6. (Прил. к Трудам СПб. об-ва естествоиспыт. за 1889 г.).
- Анкинович С.Г. 1961. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Арапов В.А. 1965. Некоторые особенности герцинской тектоники Кураминского хребта. Узб. геол. журн., № 2.
- Арапов В.А. 1966. Кольцевые вулcano-плутонические структуры Чаткало-Кураминского региона (Средний Тянь-Шань). - В кн. "Вулканические и вулcano-плутонические формации". М., "Наука".

- Архипов В.С., Полканова Л.П. 1966. О дислоцированности пермо-триасовых отложений Устюрта. - Геотектоника, № 2.
- Афоничев Н.А. 1967. Основные этапы развития Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. - Сов. геология, № 2,3.
- Ахмеджанов М.А., Борисов О.М., Мусин Р.А., Якубов Д.Х. 1966. О тектоническом строении юго-западной части Кураминского хребта. - В кн. "Геология и рудоносность Приташкентского района". Ташкент, "Фан".
- Бабаджанов Т.Л. 1972. Изучение глубинного геологического строения Восточного устюрта геофизическими методами в связи с поисками нефтегазоносных структур. - Автореф. канд. дисс. М.
- Бакиров А., Королев В.Г. 1970. Особенности каледонской структуры Кеминской зоны Северного Тянь-Шаня. - В кн. "Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня". Фрунзе, "Илим".
- Бакиров С.Б. 1964. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Малого Каратау. - В кн. "Геология и горное дело". Алма-Ата.
- Бакиров С.Б. 1965. К стратиграфии верхнепалеозойских отложений Малого Каратау и Чуйской впадины. - Труды Каз. политехн. ин-та, вып. 25. Алма-Ата.
- Бахтеев М.К. 1966. Об особенностях верхнепалеозойской порфировой формации южной части Токрауского синклиория (Центральный Казахстан). - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 5.
- Бахтеев М.К., Михайлов А.Е., Положихина А.И., Попов В.С., Шербакова М.Н., Успенский Е.П., Ушатинская Г.Т. 1971. Очерк геологического строения Северо-Западного Прибалхашья. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Белькова Л.Н., Огнев В.Н. 1964. Древние толщи Северного Тянь-Шаня. М., "Недра".
- Беспалов В.Ф. 1954. Джунгаро-Балхашская герцинская геологическая провинция. - В кн. "Вопросы геологии Азии", т. I. М., Изд-во АН СССР.
- Беспалов В.Ф. 1963. Рифей и кембрий Центральной Азии. - Изв. АН СССР, серия геол., № 8.
- Беспалов В.Ф. 1966. Вулканические образования Илийского мегасинклиория. - В кн. "Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана". Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Беспалов В.Ф. 1971. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, "Наука".
- Бетелев Н.П., Поземова Л.С. 1966. Пермо-триасовые отложения Устюрта. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 5.
- Богданов А.А. 1959. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34, вып. 1.
- Богданов А.А. 1965. Тектоническое районирование палеозойд Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 5,6.
- Богданов А.А., Кабанов Ю.Ф., Канфельд О.М., Мазарович О.А., Четверикова Н.П., Шербакова М.Н., Юдина А.Л., Яковлева Н.Б. 1960. Стратиграфия и фаши отложений девона окраин Карагандинского бассейна. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 35, вып. 6.
- Богус О.И., Юферов О.В. 1962. Фораминиферы и стратиграфия каменноугольных отложений Каратау и Таласского Алатау. М., Изд-во АН СССР.
- Борсук Б.И. 1964. Важнейшие складчатые системы Казахстанской складчатой области и их строение. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана". (Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т111). Л.
- Борукаев Р.А. 1955. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Госгеолтехиздат.
- Борукаев Р.А., Ляпичев Г.Ф. 1967. История развития геосинклиналей Восточного Казахстана в рифее и нижнем палеозое. - В кн. "Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана". М., "Наука".
- Браташ В.И., Егупов С.В., Печников В.В., Шеломенцев А.И. 1970. Геология и нефтегазоносность севера Афганистана. М., "Недра".
- Буртман В.С. 1964. Таласо-Ферганский сдвиг (Тянь-Шань). - Труды ГИН АН СССР, вып. 104.
- Буртман В.С., Медведев В.Я. 1959. Новые данные о возрасте арамсинской свиты Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Буш В.А., Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. 1971. Субсеквентный вулканизм орогенного комплекса Туранской плиты. - В кн. "Проблемы геологии Западного Казахстана". Алма-Ата, "Наука".
- Буш В.А., Губарева В.С., Миняева Е.Г., Сеницын Ф.Е., Филиппов Г.П., Хромов Н.Р. 1971. Стратиграфия и литология верхнего девона и нижнего карбона Чу-Са-

- рысуйской синеклизы. - В кн. "Тезисы докладов второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Буш В.А., Кирюхин Л.Г. 1971. О положении субсеквентных эффузивов верхнего палеозоя в структуре Средней Европы. - Сов. геология, № 3.
- Васильковский Н.П. 1952. Стратиграфия и вулканизм верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. Ташкент, Изд-во АН УзССР.
- Великовская Э.М., Минервин О.В., Ушатинская Г.Т., Чельцова Н.А. 1971. Стратиграфия и зональное расчленение нижнесилурийских отложений Сарысу-Тенизского водораздела. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Вистелиус А.Б., Миклухо-Маклай А.Д., Рябинин В.Н. 1953. Девонские известняки из красноцветной толщи Туаркыра. - Докл. АН СССР, т. 90, № 2.
- Власов В.И. 1968. Особенности нижнекарбонového угленакопления в Юго-Восточном Казахстане. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 5.
- Власов В.И., Даниловский Г.В., Дуйсенгалiev Т.К. 1967. Чуйский угленосный район - Изв. АН КазССР, серия геол., № 4.
- Вольвовский И.С., Гарецкий Р.Г., Шлезингер А.Е., Шрайбман В.И. 1966. Тектоника Туранской плиты. - Труды ГИН АН СССР, вып. 165.
- Воскобойников М.Е. 1958. Триасовые отложения низовьев р. Сырдарья. - Вестник АН КазССР, вып. 8 (161).
- Гаврилов В.П. 1970. Поиски и разведка нефтяных и газовых месторождений в приразломных зонах молодых платформ. М., ВНИИОЭНГ.
- Галицкий В.В. 1967. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). - Труды Ин-та геол. наук АН КазССР, т. 19.
- Гарецкий Р.Г. 1962. Унаследованные дислокации периферии Мугоджар. - Труды ГИН АН СССР, вып. 60.
- Гарецкий Р.Г. 1972. Тектоника молодых платформ Евразии. - Труды ГИН АН СССР, вып. 226.
- Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г. 1972. Тектоника фундамента Туранской плиты. - В кн. "Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований СССР". Тезисы докладов. М.
- Гарецкий Р.Г., Кирюхин Л.Г., Перфильев А.С. 1972. Султан-Уиздаг и проблема соотношений Урала и Тянь-Шаня. - Геотектоника, № 6.
- Гарецкий Р.Г., Книппер А.А., Самодуров В.И. 1962. История развития и пространственное соотношение палеозойских структур Каратау и Улутау. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 37, вып. 1.
- Гарецкий Р.Г., Паптелеев Г.Ф., Флоренский П.В., Шлезингер А.Е. 1964. Породы складчатого фундамента Центрального Устюрта (восточная часть Мангышлакской системы дислокаций). - Изв. АН СССР, серия геол., № 1.
- Гарецкий Р.Г., Сапожников Р.Б. 1970. Тектоника. - В кн. "Геологическое строение и газонефтеносность Северного Приаралья и Северного Устюрта". М., "Наука".
- Гарецкий Р.Г., Шрайбман В.И. 1960. Глубина залегания и строение складчатого фундамента Туранской плиты (Западный Казахстан). - Труды ГИН АН СССР, вып. 44.
- Геологическое строение Тургайского прогиба. 1961. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, вып. 53.
- Геология и перспективы нефтегазонасности Тургайского прогиба. 1964. М., "Недра".
- Геология СССР, т. XXIII Восточный Казахстан, ч. I. Геол. описание. 1971а. М., "Недра".
- Геология СССР, т. XXXIV Тургайский прогиб, ч. I. Геол. описание. 1971б. М., "Недра".
- Геология СССР, т. XL Южный Казахстан, ч. I. Геол. описание. 1971в. М., "Недра".
- Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. 1969. М., "Недра".
- Глушко В.В., Дикенштейн Г.Х., Соловьев Б.А., Чернышев С.М. 1972. Геологическое строение и газонефтеносность акватории Северного моря. - Геол. нефти и газа, № 8.
- Годин Ю.Н. 1969. Глубинное строение Туркмении по геофизическим данным. М., "Недра".
- Голубовская Т.Н., Литвинович Н.В., Голубовский В.А. 1971. Фация, фашиальные типы и условия осадконакопления верхнепалеозойских отложений Джекказганской впадины. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Голубовский В.А. 1971. Морфология и условия образования глыбовых складок (на примере герцинского складчатого комплекса Джекказганского района). - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". (Материалы по геол. Центр. Казахстана, 10). Изд-во МГУ.
- Голубовский В.А., Зайцев Ю.А., Петренко П.З. 1971. Новые данные по стратиграфии девона Джекказган-Улутауского района. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.

- Горейская Е.Н., Морозенко Н.К. 1962. Магматизм и металлогения в палеозойской истории геологического развития Южного Гиссара (Южный Тянь-Шань). - Петрогр. сб. ВСЕГЕИ, № 4.
- Дворцова К.И. 1963. О девонском интрузивно-вулканическом комплексе в Чу-Илийских горах. - Докл. АН СССР, т. 148, № 1.
- Дитмар В.И. 1966. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысульской и смежных депрессий Казахстана. М., "Наука".
- Дитмар В.И., Ли А.Б., Цирельсон Б.С. 1966. Новые данные о возрасте складчатого фундамента Кызылкумской впадины. - Докл. АН СССР, т. 168, № 4.
- Зайцев Н.С., Покровская Н.В. 1948. Геологическое строение района Тес-Булак в Бетпак-Дале. - Труды ИГН АН СССР, вып. 102, геол. серия, № 33.
- Зайцев Ю.А. 1961. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Теннэского водораздела в Улу-тау. - Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. 3. Изд-во МГУ.
- Зайцев Ю.А., Королев В.Г., Филатова Л.И. 1966. О сопоставлении верхнего протерозоя Тянь-Шаня и Улу-тау. - Вестник МГУ, геология, № 4.
- Зайцев Ю.А., Мазарович О.А., Тихомиров В.Г. 1971. Общая стратиграфическая схема континентальных толщ среднего-верхнего девона Сарысу-Теннэского водораздела и Джезказган-Улутауского района (Центральный Казахстан). - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Зайцев Ю.А., Филатова Л.И. 1971. Новые данные о строении докембрия Улу-тау (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. 1971. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклиория. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Зона сочленения каледонид и варисид в северной части Туранской плиты. 1971. (Труды ВНИГНИ, вып. 105). М.
- Ишутин В.В., Колобаева З.В., Лобастова Л.И., Плохих О.И. 1968. Глубинное геологическое строение Устюрта (по данным сейсмических исследований КМПВ). - Сов. геология, № 7.
- Карлова Е.Д. 1957. Трапизандезитовая ассоциация вулканогенных и субвулканических пород р.Бадам (хр. Каржангау). - Докл. АН СССР, т. 113, № 4.
- Карцева О.А., Кирюхин Л.Г., Мамбетов У.М., Нсанов Т.К. 1971. Новые данные о палеозойских образованиях Туранской плиты. - Изв. высших учебных завед., серия геол. и разведка, № 5.
- Карцева О.А., Мавыев Н. 1970. О доюрских отложениях Ачакской площади. - В кн. "Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии". (Труды ВНИГНИ, вып. 95). М.
- Каскин Н.Г. 1947. Материалы по палеогеографии Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Каскин Н.Г. 1960. Развитие геологических структур Казахстана. - В кн. "Основные идеи Н.Г. Каскина в геологии Казахстана". Алма-Ата, Изд-во КазССР.
- Касымов М.А., Леонов А.Б., Хисматуллин Х.Н. 1969. Девонская вулканоплутоническая формация Северного Тянь-Шаня (хребет Кетмень, плато Уш-Хасан). - В кн. "Вулкано-плутонические формации и их рудоносность". Алма-Ата, "Наука".
- Кипарисов Л.Д., Курбатов В.С. 1952. О наличии трасовых отложений в Туаркыре. - Изв. АН СССР, серия геол., № 6.
- Кирюхин Л.Г. 1971. Палеозой и триас Северного и Восточного Приаралья. - В кн. "Зона сочленения каледонид и варисид в северной части Туранской плиты". (Труды ВНИГНИ, вып. 105). М.
- Киселев В.В., Королев В.Г., Нурманбетов К. 1970. Каледонская структура Терской Ала-Тоо и основные особенности ее развития. - В кн. "Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня". Фрунзе, "Илим".
- Кнауф В.И. 1960. Закономерности проявления каледонской орогении в Тянь-Шане. - В кн. "Каледонская орогения". (Международ. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 19). М., Изд-во АН СССР.
- Кнауф В.И. 1966. Тектоническое районирование Северной Киргизии. - Геотектоника, № 5.
- Кнауф В.И., Лобаненко А.Н., Маринченко Г.Г. 1970. Опыт анализа взаимоотношений геофизических полей и региональных геологических структур Тянь-Шаня. - В кн. "Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня". Фрунзе, "Илим".
- Книппер А.Л. 1963. Тектоника Байконурского синклиория (Центральный Казахстан). - Труды ГИН АН СССР, вып. 90. М.

- Князев В.С., Кононова И.Б., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шнип О.А. 1963. Складчатый фундамент Туранской плиты и промежуточный комплекс пермского триаса. - В кн. "Геологические условия и основные закономерности скопления нефти и газа эпигерцинской платформы юга СССР". Т.1. М., Гостоптехиздат.
- Князев В.С., Флоренский П.В. 1968. О циклическом развитии Мангышлака, Устюрта и соседних районов в пермское и триасовое время. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 43, вып. 3.
- Князев В.С., Флоренский П.В., Чарыгин А.М., Шнип О.А. 1970. Складчатый фундамент и промежуточный комплекс Туранской плиты. - В кн. "Фундамент и основные разломы Туранской плиты в связи с ее нефтегазоносностью". М., "Недра".
- Князев В.С., Кубасов И.М., Мавыев Н.Ч., Халлиев С.П. 1972. Триасовые отложения юга Мургабской впадины. - Изв. АН ТССР, серия физ.-тех.-хим. и геол. наук, № 6.
- Королев В.Г. 1960. Позднекембрийские и нижнепалеозойские формации Тянь-Шаня и связанные с ними осадочные полезные ископаемые. - В кн. "Закономерности размещения полезных ископаемых", вып. 3. М., Изд-во АН СССР.
- Королев В.Г. 1961. Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных регионов. - Изв. Кирг. фил. Всес. геогр. об-ва, вып. 3.
- Королев В.Г. 1962а. К стратиграфии допалеозоя Тянь-Шаня. - В кн. "Материалы по геологии Тянь-Шаня", вып. 3. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Королев В.Г. 1962б. Кембрий Тянь-Шаня. - В кн. "Материалы по геологии Тянь-Шаня", вып. 3. Фрунзе, Изд-во АН КиргССР.
- Королев В.Г. 1970. Палеогеография Средней Азии и Центрального Казахстана в позднем докембрии. - В кн. "Тектоника допалеозойских и палеозойских толщ Тянь-Шаня". Фрунзе, "Илим".
- Кошкин В.Я. 1971. Стратиграфия верхнего палеозоя герцинид северной части Джунгаро-Балхашской провинции. - В кн. "Тезисы докладов второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Ксенофонтов О.К. 1971. Интрузивный магматизм Тургайского прогиба. - В кн. "Зона сочленения каледонид и варисид в северной части Туранской плиты." (Труды ВНИГНИ, вып. 105). М.
- Кузнецов Ю.А. 1964. Главные типы магматических формаций. М., "Недра".
- Кузнецов Ю.Я., Прусов В.В. 1962. О возрасте метаморфических и изверженных пород ядра Туаркырской антиклинали. - Докл. АН СССР, т. 142, № 3.
- Куликов П.К. 1972. Основные элементы тектоники и некоторые вопросы нефтегазоносности Западно-Сибирского бассейна. - Сов. геология, № 2.
- Кулубеков Б.А. 1965. Строение поверхности палеозойского фундамента южной части Тургайского прогиба и Северо-Восточного Приаралья. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 2.
- Кумпан А.С. 1966. Верхний палеозой Восточного Казахстана. М., "Недра".
- Кунин Н.Я. 1968. Тектоника Среднесырдарьинской и Чу-Сарысуйской депрессий по геофизическим данным. М., "Недра".
- Кунин Н.Я. 1971. Геофизическая характеристика Туранской плиты и некоторые особенности строения и развития ее фундамента. - В кн. "Геофизические исследования в Казахстане", ч. I. Алма-Ата.
- Кунин Н.Я., Коробкин Л.М. 1971. Региональные геофизические исследования глубинного строения Южного Мангышлака. М., изд. ВИЭМС.
- Курбатов В.С. 1956. К вопросу о возрасте и строении отложений ядра Туаркырской антиклинали. - Труды Геол. ин-та АН ТССР, вып. 1.
- Кухтиков М.М. 1964. Тектоническая зональность складчатой области Гиссаро-Алая (Южный Тянь-Шань) в герцинской структуре. - В кн. "Тектоника Памира и Тянь-Шаня". М., "Наука".
- Кушнарев И.П., Каждан А.Б. 1958. К стратиграфии эффузивных свит среднего и верхнего палеозоя юго-западных отрогов Северного Тянь-Шаня. - Изв. АН СССР, серия геол., № 5.
- Литвинович Н.В. 1962. Каменноугольные и пермские отложения западной части Центрального Казахстана. - Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. 4. Изд-во МГУ.
- Литвинович Н.В. 1971. Палеогеография и общие сведения об экологии бентонных организмов в раннекаменноугольную эпоху в западной части Центрального Казахстана. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Литвинович Н.В., Голубовская Т.Н. 1971. Условия образования и палеогеография верхнего палеозоя Тенизской впадины. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Мавыев Н.Ч., Кубасов И.М. 1970. Пермско-триасовые отложения Джамала. - Изв. АН ТССР, серия физ.-тех., хим. и геол. наук, № 1.

- Мазарович О.А., Веймарн А.Б., Великовская Э.М., Малиновская С.П., Пейх В., Разина Т.П., Юрина А.Л. 1971. Девон северного крыла Сарысу-Тенизского поднятия и южного крыла Тенизской впадины. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Макарычев Г.И. 1967. Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32, вып. 4.
- Макарычев Г.И., Гесь М.Д. 1971. Эволюция магматизма складчатых систем на примере Чаткало-Кураминских гор. - В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука".
- Маркова Н.Г. 1961. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. - Труды ГИН АН СССР, вып. 62.
- Мартынова М.В. 1961. Стратиграфия и брахиоподы фаменского яруса западной части Центрального Казахстана. - Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. 2. М., Изд-во МГУ.
- Мартынова М.В. 1971. К вопросу о границе девона и карбона в Центральном Казахстане. - В кн. "Тезисы докладов второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Марфенкова М.М. 1971а. Биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений Чуйской впадины. - В кн. "Тезисы докладов второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Марфенкова М.М. 1971б. Стратиграфия и фораминиферы намюрского яруса Большой Бетпак-Далы и Чуйской впадины. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана", вып. 4 (29). Алма-Ата, "Наука".
- Миклухо-Маклай А.Д. 1963. Верхний палеозой Средней Азии. Л., Изд-во ЛГУ.
- Минервин О.В., Бабичев Е.А., Розен О.М. 1971. Доордовикские кремнисто-вулканогенные отложения Кокчетавского массива и его южного обрамления. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Мирчиник М.Ф., Бененсон В.А., Козмодемьянский В.В., Коробкин Л.М., Кунии Н.Я., Юферов Ю.К., Нуржанов К.К. 1972. Новые данные о геоструктуре доюрских отложений Южного Мангышлака. - Нефтегаз, геол. и геофиз., № 6.
- Мирчиник М.Ф., Бененсон В.А., Юферов Ю.К., Мамбетов У.М. 1972. Палеозойские отложения Южного Мангышлака и Южного Устюрта, в связи с оценкой перспектив их нефтегазоносности. - В кн. "Геология и разведка газовых и газоконденсатных месторождений". М., ВНИИЭГАЗпром.
- Михайлов А.Е. 1969. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Казахстана. М., "Наука".
- Муратов М.В. 1961. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Евразии и Западной Азии и главные этапы развития этого пояса. - Геотектоника, № 2.
- Недовизин А.А. 1963. Докембрий и нижний палеозой Чу-Балхашского водораздела. - Изв. АН КазССР, серия геол., № 3.
- Никитина Л.Г., Шужанов В.М. 1969. Гранито-липаритовая формация девона Центрального Казахстана. - В кн. "Вулкано-плутонические формации и их рудоносность". Алма-Ата, "Наука".
- Певзнер Л.А. 1970. Тектоника юго-восточной части Чу-Сарысульской депрессии по данным геофизических исследований в связи с перспективами нефтегазоносности. - Автореф. канд. дисс. М., ИГиРГИ.
- Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г. 1971. Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. - В кн. "Проблемы теоретической и региональной тектоники". М., "Наука".
- Помазков К.Д. 1962. Глубинные подвижные зоны Тянь-Шаня и их рудоконтролирующее значение. - Труды Упр. геол. и охраны недр КиргССР, сб. № 2. М., Госгеолтехиздат
- Похвиснева Е.А. 1959. Условия образования девонских красноцветных отложений хребта Каратау (Южный Казахстан) - Изв. высших учебных завед., серия геол. и разведка, № 4.
- Поярков Б.В. 1960а. О стратиграфии турнейских отложений Юго-Западной Киргизии (западные отроги Тянь-Шаня). - В кн. "Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня". М., Госгеолтехиздат.
- Поярков Б.В. 1960б. О стратиграфии фаменских и нижнетурнейских отложений западных отрогов Тянь-Шаня. - Изв. АН КиргССР, серия естеств. и техн. наук, т. 2, вып. 9.
- Поярков Б.В. 1966. Положение границы между девонской и каменноугольной системами в Тянь-Шане. - В кн. "Материалы по тектонике и палеогеографии Тянь-Шаня". Фрунзе, "Илим".

- Рахманов К.А. 1968. Шелочные эпителистые эффузивные породы бассейна р. Уя (хр. Каржантау). - Уэб. геол. журн., № 8.
- Резвой Д.П. 1959. Тектоника восточной части Туркестано-Алайской горной системы. Изд-во Львовск. гос. ун-та.
- Рзаев М.М. 1972. Некоторые черты глубинного геологического строения Барсакель-месского прогиба по данным КМПВ. - В кн. "Геофизические исследования нефтегазоносности Кара-Калпакии и смежных областей Узбекистана". - Нукус, "Каракалпакстан".
- Розанов Н.М., Буш В.А., Васильчиков М.В., Дидура В.И., Егоров В.Л., Шмелев И.А., Широков В.Я. 1970. Геология и нефтегазоносность Ферганской впадины. - В кн. "Вопросы геологического строения и перспективы нефтегазоносности Таджикистана", вып. 6, кн. 2. Душанбе, "Дониш".
- Семи́н Ю.А. 1973. Тектоника центральных и западных районов Чу-Сарысу́йской депрессии по данным геофизических исследований в связи с перспективами нефтегазоносности. - Автореф. канд. дисс. ВНИГНИ, М.
- Сенкевич М.А. 1964. Стратиграфическое расчленение девонских вулканогенных и осадочных образований Южного и Западного Прибалхашья. - В кн. "Палеовулканологические реконструкции и руды древних вулканов". Алма-Ата.
- Сергунькова О.И. 1960. Схема стратиграфического расчленения нижнего карбона Юго-Западного Казахстана. - В кн. "Труды Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана", т. 2. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Скринник Л.И. 1971. Некоторые данные о девонских отложениях Южной Джунгарии. - В кн. "Тезисы докладов второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Старобинец А.Е. 1966. Новые данные о геологическом строении Восточной Туркмении по результатам исследований КМПВ. - Геол. и геофиз., № 10.
- Старобинец А.Е. 1967. Некоторые черты морфологии складчатого фундамента по данным региональных сейсмических исследований. - Геол. нефти и газа, № 4.
- Старобинец А.Е. 1969. Современный структурный план поверхности складчатого фундамента Туранской плиты. - Сов. геология, № 4.
- Старобинец А.Е., Старобинец М.Е. 1964. Волновое поле Туркмении по материалам сейсморазведки. - Изв. АН ТССР, серия физ.-тех., хим. и геол. наук, № 3.
- Старобинец А.Е., Старобинец М.Е. 1971. Геолого-геофизическая характеристика триасово-верхнепалеозойских образований центральных и восточных районов Туркмении. - Сов. геология, № 10.
- Стеркин В.Д. 1971. К стратиграфии позднепалеозойских вулканогенных континентальных толщ Северного Прибалхашья. - В кн. "Тезисы докладов второго стратиграфического совещания по допалеозою и палеозою Казахстана". Алма-Ата.
- Тарасенко А.Т. 1961. К вопросу о сопоставлении геологической развития Южно-Гиссарской и Кураминской зон в верхнем палеозое (Южный Тянь-Шань). - Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 46.
- Тектоника Евразии. 1967. Объяснительная записка к тектонической карте Евразии. М., "Наука".
- Тихомиров В.Г. 1971. Сравнительные данные о палеозойском орогенном вулканизме Центрального Казахстана и Салаиро-Саянской области. - В кн. "Вопросы геологии Центрального Казахстана". Изд-во МГУ.
- Тихомиров В.Г., Тихомирова Э.И. 1961. Вулканогенный девон Сарысу-Тенизского поднятия. - Изв. высших учебных завед., серия геол. и разведка, № 5.
- Токмачева С.Г. 1971. О возрасте коктаасской свиты в Юго-Западном и Западном Прибалхашье. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана", вып. 4 (29). Алма-Ата, "Наука".
- Турбин Л.И. 1960. К стратиграфии верхнего палеозоя Северной Ферганы. - В кн. "Стратиграфия и магматизм Тянь-Шаня", М., Гостоптехиздат.
- Федотова Г.А. 1970. Глубинное геологическое строение Северного Устюрта по геофизическим данным. - Автореф. канд. дисс. М.
- Филиппьев Г.П. 1972. История формирования структур юга Чу-Сарысу́йской впадины в связи с перспективами нефтегазоносности. - Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ.
- Флоренский П.В., Карцева О.А., Ефремова Г.А. 1970. К выделению верхнепермских и нижнетриасовых отложений на Северном Устюрте. - Геол. нефти и газа, № 8.
- Фре́нд Г.М. 1963. К истории верхнепалеозойского вулканизма Южной Джунгарии. - В кн. "Проблемы палеовулканологии". (Труды Лабор. палеовулканол. Казах. гос. ун-та, вып. 1). Алма-Ата.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. М., "Наука", 1967.

- Христов Е.В. 1971. Структурно-фациальные соотношения среднего и верхнего палеозоя в зоне "Важнейшей структурной линии Тянь-Шаня" в хр. Молдотау. - Автореф. канд. дисс. Львовск. гос. ун-т.
- Худобина Е.А. 1961. Магматические породы Западной Туркмении. - Труды ВСЕГЕИ, новая серия, т. 45.
- Четверикова Н.П. 1960. Ордовикские и силурийские отложения Западной части Центрального Казахстана. - Материалы по геол. Центр. Казахстана, т. 1. Изд-во МГУ.
- Четверикова Н.П. 1966. Строение широтной ветви девонского краевого вулканического пояса Центрального Казахстана. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 2.
- Шебуева И.Н., Карцева О.А. 1970. К вопросу о строении фундамента Восточного Устюрта и Южного Приаралья. - В кн. "Геология и перспективы нефтегазоносности Средней Азии". (Труды ВНИГНИ, вып. 95). М.
- Шлыгин Е.Д., Шлыгин А.Е. 1964. Некоторые принципы геотектонического районирования Казахстана. - В кн. "Складчатые области Евразии". М., "Наука".
- Шнип О.А. 1964. Петрографический состав и строение фундамента центральной части Каракумского свода (Центральная Туркмения). - Сов. геология, № 5.
- Штилле Г. 1964. Избранные труды. Перев. с нем. М., "Мир".
- Шувалов С.Я. 1971. Эйфельские субвулканические и субинтрузивные образования Юго-Восточной Бетпак-Далы. - В кн. "Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана", вып. 4 (29). Алма-Ата, "Наука".
- Шульц С.С. (мл.), 1966. Кызылкум-Алайская система варисцид и ее сочленение с Уралом. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 41, вып. 5.
- Щербакова М.Н. 1961. Девонский вулкан Муңглу. - Вестник МГУ, серия геол., № 4.
- Юдахин Ф.Н. 1969. Глубинная тектоника Чуйской и Иссык-Кульской впадины в свете комплексных геофизических исследований (в связи с поисковыми работами на нефть, газ и термальные воды). - Автореф. канд. дисс. М., ВНИГНИ.
- Юдахин Ф.Н. 1970. Опыт геофизического изучения глубинного геологического строения межгорных впадин Северной Киргизии. - В кн. "Тектоника допалеозойских толщ Тянь-Шаня". Фрунзе, "Илим".
- Яншин А.Л. 1951. Взгляды А.Д. Архангельского на тектонический характер юго-восточного обрамления Русской платформы и современные представления по этому вопросу. - В кн. "Вопросы литологии и стратиграфии СССР. Памяти академика А.Д. Архангельского". М., Изд-во АН СССР.
- Яншин А.Л. 1965. Проблема срединных массивов. - Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 40, вып. 2.

СОДЕРЖАНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	5
Глава I. СТРОЕНИЕ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ФУНДАМЕНТА	7
Докембрийские массивы	8
Каледонская геосинклинальная система	21
Варисийские геосинклинальные системы	34
Глава II. КРАТКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО ПАЛЕОЗОЯ	39
Казахстано-Тянь-Шаньский массив	39
Нижне-среднедевонский комплекс	39
Средне-верхнедевонский комплекс	47
Нижнекаменноугольный комплекс	59
Верхнепалеозойский комплекс	89
Эпигеосинклинальный палеозой варисийских систем	110
Западная и южная части Туранской плиты	113
Северо-Устюртский массив	113
Южно-Мангышлакский массив	120
Каракумо-Байсунский массив	127
Верхний палеозой и нижний триас варисийских складчатых зон	129
Глава III. СТРУКТУРА ЭПИГЕОСИНКЛИНАЛЬНОГО КОМПЛЕКСА ПАЛЕОЗОЯ И ОСОБЕННОСТИ ЕЕ ФОРМИРОВАНИЯ	132
Казахстано-Тянь-Шаньский массив	132
Нижне-среднедевонский структурный этаж	132
Средне-верхнедевонский структурный этаж	138
Нижнекаменноугольный структурный этаж	142
Верхнепалеозойский структурный этаж	154
Джунгаро-Балхашская, Южно-Тянь-Шаньская и Уральская варисийские склад- чатые системы	158
Западная и южная части Туранской плиты	159
Северо-Устюртская квазисинеклиза	159
Амударьинская квазисинеклиза	170
Южно-Мангышлакский желоб	172
Варисийские складчатые зоны юга Туранской плиты	174
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	178
ЛИТЕРАТУРА	183

CONTENTS

INTRODUCTION	5
Chapter I. STRUCTURE OF THE GEOSYNCLINAL BASEMENT.	7
Precambrian massifs	8
Caledonian geosynclinal system	21
Variscian geosynclinal systems	34
Chapter II. A BRIEF CHARACTERISTIC OF EPIGEOSYNCLINAL PALEOZOIC ROCKS	39
Kazakhstan-Tien Shan massif	39
Lower-Middle Devonian complex	39
Middle-Upper Devonian complex	47
Lower Carboniferous complex	59
Upper Paleozoic complex	89
Epigeosynclinal Paleozoic of Variscian systems	110
Western and southern parts of the Turanian plate	113
North-Ustyurt massif	113
South-Mangyshlak massif	120
Karakum-Baisun massif	127
Upper Paleozoic and Lower Triassic of Variscian folded zones	129
Chapter III. STRUCTURE OF THE EPIGEOSYNCLINAL PALEOZOIC COMPLEX AND PECULIARITIES OF ITS FORMATION	132
Kazakhstan-Tien Shan massif	132
Lower-Middle Devonian structural stage	132
Middle-Upper Devonian structural stage	138
Lower Carboniferous structural stage	142
Upper Paleozoic structural stage	154
Dzhungaro-Balkhash, South Tien Shan and Ural Variscian folded systems	158
Western and southern parts of the Turanian plate	159
North-Ustyurt quasi-syneclise	159
Amu-Darya quasi-syneclise	170
South-Mangyshlak trench	172
Variscian folded zones of the south of the Turanian plate	174
CONCLUSION	178
BIBLIOGRAPHY	183

ИСПРАВЛЕНИЕ

Стр.	Строка	Напечатано	Должно быть
16	7 стр.	можно видеть на рис.3. Опущенные структурные элементы образуют две слож-	можно видеть на рис.3.

В.А. Буш, Р.Г. Гарецкий, Л.Г. Кирюхин.
Тектоника эпигеосинклинального палеозоя Туранской плиты и ее обрамления

1 р. 98 к.



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»