

АКАДЕМИЯ НАУК КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК им. К. И. САТПАЕВА
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОБЪЕДИНЕНИЕ
ЮЖКАЗГЕОЛОГИЯ

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАРАТАУ

ТОМ 1

ГЕОЛОГИЯ



Издательство «НАУКА» Казахской ССР

АЛМА-АТА·1986

УДК 551.7+551.24+552.5+552.3+550.8(574.5)

Геология и металлогения Каратау: В 2-х т. Алма-Ата: Наука, 1986. Том 1. Геология. — 240 с.

На основе анализа и обобщения нового геологического и геофизического материала рассматриваются особенности геологического строения Каратау. Описываются стратиграфия, петрография и литология разновозрастных образований региона — от протерозойских до четвертичных включительно. Характеризуются геологические формации и магматические комплексы, складчатые и разрывные нарушения, глубинное строение. В свете новых данных описывается геологическая история региона.

Книга рассчитана на специалистов-геологов широкого профиля: стратиграфов, петрологов, тектонистов, геофизиков, металлогенистов.

Библиогр. 285 назв. Ил. 33. Табл. 12.

Редакционная коллегия:

А. А. Абдулин (главный редактор), **Н. А. Азербает**, **Г. Х. Ергалиев**, **М. А. Касымов**,
И. Ф. Никитин (ответственный редактор), **Б. С. Цирельсон**, **М. А. Чимбулатов**

Рецензенты:

член-корреспондент АН КазССР
доктор геолого-минералогических наук **А. Н. НУРЛЫБАЕВ**,
кандидат геолого-минералогических наук **Г. А. ЯРМАК**

Г $\frac{1904010000-97}{407(05)-86}$ 54.86

© Издательство «Наука» Казахской ССР, 1986

ПРЕДИСЛОВИЕ

Хребет Каратау — важный горнопромышленный регион Казахстана. Это прежде всего крупные фосфоритоносный и ванадиеносный бассейны. Здесь разрабатываются месторождения свинца, цинка и других полезных ископаемых. Действующие на них предприятия цветной металлургии испытывают острую потребность в расширении минерально-сырьевой базы.

Каратау расположен во внутренней части Урало-Монгольского складчатого пояса и является частью Ишим-Срединно-Тянь-Шаньской складчатой системы. Этот регион характеризуется непрерывными, хорошо обнаженными разрезами позднего докембрия и нижнего палеозоя. В геологической последовательности напластования имеются уникальные захоронения органических остатков некоторых систем палеозоя и мезозоя. Обильны и ценны строматолиты венда, трилобиты и другие ископаемые кембрия, ордовика, а также насекомые, рыбы, ящеры и птицы юры. Особый интерес представляет непрерывный разрез среднего — верхнего кембрия и нижнего ордовика по р. Кыршабакты и логу Батырбай, в котором впервые выделены аюсокканский, сакский и аксайский ярусы верхнего отдела кембрийской системы. На этом уникальном разрезе решается проблема стратотипа границ среднего и верхнего кембрия, а также кембрийской и ордовикской системы.

Важная роль в тектоническом строении региона принадлежит на-двигам и шарьяжам, развитым среди девонских и каменноугольных отложений. До последнего времени оставались слабоизученными стратиграфия и метаморфизм протерозоя, литолого-фациальные особенности позднекембрийских и палеозойских отложений и петрология магматических образований. Это затрудняло познание геологического развития региона, прогнозирование месторождений полезных ископаемых и выбор рациональных направлений поисково-разведочных работ. Указанными обстоятельствами была вызвана постановка комплексной проблемы «Геология и металлогения Каратау» в целях дальнейшего изучения геологического строения Каратау и обобщения всего имеющегося фактического материала с отражением его на геологической и структурно-формационной картах. Эта работа является частью многолетних исследований, которые проводит ордена Трудового Красного Знамени Институт геологических наук им. К. И. Сатпаева АН КазССР в содружестве с научными и производственными организациями.

В основу монографии положены новые материалы комплексных работ, проведенных ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР совместно с ПГО Южказгеология МГ КазССР под научным руководством академика АН КазССР А. А. Абдулина и кандидата геол.-мин. наук М. А. Чимбулатова. Ответственным исполнителем раздела «Геология» являлся кандидат геол.-мин. наук Г. Х. Ергалиев, а раздела «Металлогения» — кандидат геол.-мин. наук Л. А. Мирошниченко. Работы были начаты в 1979 г. и включали тематические исследования стратиграфии, литологии, магматизма, тектоники, метаморфизма и комплекс геофизических работ по глубинному строению Каратау. Помимо материалов, принадлежащих авторам, при обобщении различных вопросов геологии были использованы данные С. Г. Анкиновича, Н. М. Салова, В. В. Галицкого, Н. Н. Севрюгина, К. Т. Табылдиева, А. Т. Тансыкбаева, Е. Т. Турсункулова, Э. А. Еганова, Ю. К. Советова, Л. Ф. Чербяновой и др., а также все имеющиеся к настоящему времени опубликованные материалы по геологии Каратау.

В работе показано структурное положение Каратау среди палеозоид Казахстана и Средней Азии. Описаны все стратиграфические подразделения по всем геологическим эрам и периодам, указаны для них типовые разрезы, даны фаунистическое обоснование и литолого-фациальная характеристика. Охарактеризованы геологические формации и магматические комплексы Каратау. Обоснован возраст выделенных формаций и комплексов, рассмотрены вопросы их металлогенической специализации. Показаны закономерности эволюции осадочных процессов, интрузивного и эффузивного магматизма. Раскрыты особенности метаморфизма и магматизма раннего докембрия. В свете новых данных описаны складчатые и разрывные нарушения, глубинное строение по геофизическим данным и история геологического развития Каратау. По-новому освещены условия осадконакопления пород, содержащих стратиформные месторождения ванадия, фосфора, железа, свинца, цинка, и этапность развития каледонской геосинклинали Каратау, основанные на литолого-фациальном и формационном анализе.

Коллективом авторов ИГН АН КазССР и ПГО Южказгеология МГ КазССР отдельно в цветном варианте будет издана геологическая карта Каратау.

В работе приняты следующие сокращения: Б. Каратау — Большой Каратау, М. Каратау — Малый Каратау, СЗ Каратау — Северо-Западный Каратау, Ц. Каратау — Центральный Каратау, ЮВ Каратау — Юго-Восточный Каратау, ГКР — Главный Каратауский разлом.

Авторский коллектив выражает благодарность всем учреждениям и лицам, оказавшим содействие в сборе материалов и проведении исследований.

ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И РАЙОНИРОВАНИЕ

Геологическое изучение Каратау началось во второй половине XIX века и связано с именами известных русских геологов Н. А. Северцева, А. С. Татаринова, Г. Д. Романовского и И. В. Мушкетова. Основы геологии Каратау заложены трудами В. Н. Вебера, Д. Н. Наливкина, Н. Л. Бубличенко, Н. А. Дорофеева, С. Г. Анкиновича, В. Ф. Беспалова, И. И. Машкары, П. Л. Безрукова, Б. М. Гиммельфарба, В. В. Галицкого, Л. Н. Балавинского, М. В. Ташининой, Н. М. Салова и др.

Современные представления по различным вопросам геологии Каратау связаны с исследованиями А. А. Абдулина, Г. Д. Аджирея, Н. А. Азербайева, И. Т. Александрова, М. К. Аполлонова, М. И. Арсовски, С. Б. Бакирова, Л. В. Белякова, Л. И. Боровикова, В. В. Бронгулеева, Ф. Я. Валеева, Д. Е. Гафт, М. В. Гзовского, Т. В. Гиоргобани, О. С. Грум-Гржимайло, Т. Д. Джумалиева, Г. Х. Ергалиева, Э. А. Еганова, К. А. Лисогор, М. А. Касымова, Б. М. Келлера, С. Е. Колотухиной, В. Г. Королева, В. П. Компанейцева, Л. Н. Краськова, И. Н. Крылова, Г. И. Макарычева, Р. А. Максумовой, А. М. Мамбетова, М. М. Марфенковой, В. В. Миссаржевского, В. И. Пазиловой, Е. И. Паталахи, Н. В. Покровской, Н. Н. Севрюгина, Ю. К. Советова, Г. В. Страхова, К. Т. Табылдиева, А. Т. Тансыкбаева, Е. Т. Турсункулова, А. М. Тушиной, Е. П. Успенского, Б. С. Ушкенова, Р. Р. Хайбуллина, Н. В. Холодова, Д. Т. Цая, Л. Ф. Чербяновой, М. Н. Чугаевой, С. Я. Шувалова, В. В. Эза, Г. А. Ярмака и многих других.

Хребет Каратау занимает внешнюю, юго-западную часть палеозоид Казахстана. Структуры этого складчатого региона, простирающиеся в северо-западном направлении более чем на 400 км, граничат на юго-западе с Сырдарьинской впадиной, на северо-востоке — с Сарысуйской. Последняя на севере отделяет регион от Улытауского района Центрального Казахстана. На юго-востоке Каратау продолжается в структурах Срединного Тянь-Шаня. Юго-западная граница Каратау проводится по Сырдарьинскому, северо-восточная — по Байкадамскому разломам, погребенным под платформенным чехлом мезозой-кайнозоя. В регионе выделяются три структурно-формационные зоны [Сводный путеводитель..., 1984]: Большекаратауская, Кокжотская и Малокаратауская (рис. 1). Зоны параллельно протягиваются с северо-запада на юго-восток и ограничены глубинными разломами. Каждая структурно-формационная зона отличается своеобразным составом и возрастом слагаю-

щих их осадочных и магматических формаций, мощностью, характером деформаций, метаморфизма и полезными ископаемыми. Они различаются глубинным строением по данным геофизических работ.

Большекаратауская структурно-формационная зона занимает площадь одноименной горной гряды. Она ограничена Сырдарьинским и Главным Каратауским разломами. В структуре палеозоя Казахстана и Тянь-Шаня зона представляет собой часть лептогеосинклинальной Ишим-Каратау-Чаткало-Нарынской структурно-формационной зоны. Ширина Большекаратауской зоны около 60—70 км. Эта зона с венда до среднего ордовика развивалась в режиме некомпенсированного прогибания. Наиболее древние образования — карбонатные и осадочно-вулканогенные отложения среднего — верхнего рифея, верхняя часть

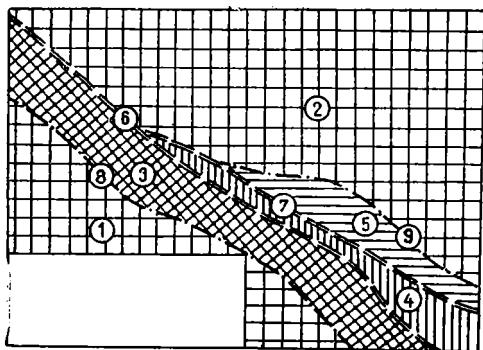


Рис. 1. Схема расположения тектонических структур Каратау.

Срединные массивы: 1 — Сырдарьинский, 2 — Улытау-Мойынкумский; структурно-формационные зоны: 3 — Большекаратауская, 4 — Кокжотская, 5 — Малокаратауская; разломы: 6 — Главный Каратауский, 7 — Большекарыйский, 8 — Сырдарьинский, 9 — Байкадамский

которых несет черты начальной стадии рифтогенеза. Выше залегает каледонский структурный этаж, начинающийся трансгрессивной осадочной серией венда, образование которой связано с дальнейшим развитием рифтогенеза. Затем следуют глубоководные отложения континентального склона, подножия и гипабиссальной равнины: кремнисто-углеродистые, ванадиеносные, карбонатные, глинистые и яшмовые отложения кембрия и нижнего ордовика. Выше по разрезу они сменяются регрессивными осадками среднего и верхнего ордовика. Далее следуют орогенные отложения среднего палеозоя, в основном терригенные, а потом карбонатные. Силурийские и нижнедевонские отложения не выявлены во всем Каратау. Особенностью зоны является также отсутствие нижнего — среднего триаса. Магматические образования редки. Это рифейский Кумыстинский граносиенитовый массив и позднепалеозойские мелкие интрузивные тела среднего и кислого состава.

В Большекаратауской структурно-формационной зоне выделяются две структурно-фациальные зоны. Первая из них занимает большую часть Большого Каратау и вовлечена в прогибание в начале венда (ранневендские заложения), вторая — поздневендского заложения, образует узкую северо-восточную полосу, прилегающую к Главному Каратаускому разлому. В кембрийских отложениях наблюдается и латеральная фациальная зональность.

Кокжотская структурно-формационная зона приурочена к осевой части Каратауского складчатого сооружения и слагает одноименное плато. С юго-запада она ограничена Главным Каратауским разломом, с северо-востока — Большекарыйским. Отличительной чертой Кокжотской зоны является присутствие метаморфических пород нижнего протерозоя,

которые образуют складчатое основание. Выше, вероятно, со значительным перерывом, следует филлитовидная алевролитово-карбонатно-песчаная толща осадков — кокжотская серия, соответствующая по возрасту нерасчлененному венду — ордовику. Эта серия несогласно перекрыта орогенными среднедевонскими отложениями тюлькубашской свиты, которая, так же, как и в Большекаратауской зоне, представлена континентальной красноцветной терригенной молассой. Магматические породы распространены ограниченно. К комплексу основания отнесены породы мафитового и ультрамафитового состава. В центральной части известны, вероятно, позднекаледонские малые тела диоритового состава.

Малокаратауская структурно-формационная зона располагается в северо-восточной части региона. Она граничит на юго-западе с Кокжотской зоной по Большекаратаускому надвигу, на северо-востоке — с Чу-Сарысуйской впадиной. В венде и раннем палеозое зона развивалась в режиме компенсированного прогибания. Внутри вендского разреза имеются перерывы, преобладают прибрежные и мелководные осадки шельфового моря, не исключено присутствие континентальных отложений, а глубоководные образования здесь отсутствуют. Все это обусловлено тем, что Малокаратауская зона была шельфовой областью Улытау-Мойынкумского срединного массива (Казахстанского микроконтинента) и сложена мелководными морскими формациями его окраины. Рифейские и венд-нижнепалеозойские отложения заметно отличаются от таких Большекаратауской и Кокжотской зон. Они имеют большие мощности, грубообломочный состав, в них встречается глауконит, нередко они имеют красноцветную окраску. Кембро-ордовикские отложения представлены разнообразными карбонатными породами, содержащими в низах пластовые залежи фосфоритов. Выше, как и в Большекаратауской зоне, среднеордовикские отложения представлены терригенными образованиями (жырыкаузская свита), правда, очень ограниченно распространены.

В отличие от Большекаратауской и Кокжотской зон в Малокаратауской зоне верхний палеозой более полный, сложен внизу орогенными терригенными образованиями девона и карбона, а вверху квазиplatformными эвапоритовыми отложениями перми. Магматические образования представлены гранодиорит-гранитовыми интрузиями (Арбатасский, Тамдинский, Коктальский, Кызылбалакский, Улькен-Бурултауский массивы) и дайками диабазов позднего ордовика. Большекаратауский, Малокаратауский и Аксайский блоки разделены надвигами. Каждый блок имеет специфические особенности состава и строения отложений позднего докембрия и нижнего палеозоя и может рассматриваться как самостоятельная структурно-фациальная зона.

Важная роль в структуре Каратау принадлежит Главному Каратаускому разлому, являющемуся частью Урало-Куэньлуньского линейного и важнейшим глубинным элементом. Он представляет собой левый сдвиг, развивавшийся с начала протерозоя по настоящее время. Этот разлом разделяет Большекаратаускую и Кокжотскую структурно-формационные зоны, влияя на состав и размещение фаций, их мощность и характер складчатых формаций.

Большой Каратау традиционно делится на Северо-Западный (от г. Даут до р. Суындык), Центральный (от р. Суындык до р. Чаян) — это наиболее высокая часть гор, Юго-Восточный (от р. Чаян до ст. Шокпар).

Глава 2

СТРАТИГРАФИЯ

Достижения в изучении верхнего протерозоя, особенно нижнего палеозоя, мезозой-кайнозоя отражены в решениях Межведомственных стратиграфических совещаний 1958 и 1971 гг. Однако к началу комплексных геолого-металлогенических исследований особую трудность составляли стратиграфия, первичная природа и состав, степень метаморфизма раннедокембрийских образований бессазской серии, возраст «немых» терригенных отложений кокжотской серии и вопросы стратификации и корреляции фаменских и турнейских отложений Большого Каратау. Вот почему большое внимание уделялось поискам и сборам фауны. Впервые выполнено литолого-фациальное исследование венда и нижнего палеозоя Б. Каратау. В результате было уточнено строение разрезов, проведено минералого-петрографическое изучение пород, установлена их фациальная природа. Для всех свит указаны стратотипы, приведены фаунистическое обоснование, описание состава пород и фациальная характеристика. Впервые в геосинклинальных отложениях венда и раннего палеозоя Каратау выделены фации шельфа, континентального склона, подножия гипабиссальной равнины. В кокжотской серии выявлена достоверная верхнекембрийская фауна, что позволило пересмотреть ее возраст и стратиграфическую колонку Каратау.

НИЖНИЙ ПРОТЕРОЗОЙ

Древнейшие породы региона вскрыты в Бессазском блоке Кокжотской структурно-формационной зоны. Представления об их составе, возрастных соотношениях и генезисе довольно противоречивы. Они складывались в процессе выполнения геологических съемок и тематических исследований, проводившихся геологическими организациями Ленинграда, Москвы и Алма-Аты, начиная с 40-х годов. К началу 70-х годов Г. И. Макарычевым и В. И. Пазиловой была предложена схема стратиграфического расчленения метаморфических образований Бессазского блока в новой редакции. По этой схеме [Пазилова, 1968] метаморфические толщи Каратау были выделены в бессазскую серию нижнерифейского возраста, состоящую из трех свит (снизу вверх): жунусатинской, алмалинской и жарагузской. Последняя, по данным Н. Н. Севрюгина (1979—1981 гг.), не венчает разрез бессазской серии, а залегает в ее основании.

Проведенными позже структурными и петрологическими исследованиями установлено, что типовые участки распространения ранее выделенных «свит» соответствуют фактически разнотипным и разновозрастным зонам метаморфизма, но не геологическим телам, образовавшимся в единых физико-географических условиях, перекристаллизовавшихся в одинаковых режимах регионального метаморфизма и тектонической деформации. Как известно, понятие «свита» объединяет совокупность отложений, характеризующихся признаками внутреннего единства (по условиям осадкообразования, тектонике, региональному метаморфизму).

Следовательно, ранее выделенные свиты бессазской серии, объединяющие генетически разнотипные метаморфические породы с их сложными возрастными взаимоотношениями, обусловленными воздействием глубинных эндогенных процессов, не отвечают принятым принципам разработки стратиграфической классификации и номенклатуры осадочных и осадочно-вулканогенных формаций в ранге свит. В данном случае, как нам представляется, целесообразно принять принцип расчленения полиметаморфических образований, подобных бессазской серии, на комплексы. В понятие «комплекс» в нашем случае предлагается включать совокупность генетически родственных метаморфических либо метасоматических пород, одинаковых по петрографическому составу и структурно-возрастным отношениям образуемых ими тел. В данном разделе будут рассмотрены наиболее полно только те метаморфические образования, которые представляют собой совокупность генетически родственных пород, характеризующихся прежде всего реликтовыми признаками их стратиграфических взаимоотношений. В ряде случаев выделенные комплексы пространственно разобщены. В подобных геологических ситуациях решение вопросов стратиграфической тождественности и возрастного соотношения отдельных подразделений в ранге комплексов имеет достаточный условный характер. Однако следует заметить, что при всей сложности строения каждого из выделенных комплексов они вместе с тем обладают некоторыми общими особенностями, свидетельствующими об их последовательной смене в разрезе метаморфических образований бессазской серии. В общем разрезе полиметаморфитов бессазской серии выделяются следующие (снизу вверх) комплексы: карагузский и жунусатинский.

Карагузский комплекс предложен взамен одноименной свиты, выделенной впервые В. И. Пазиловой в 1968 г. в северо-западной части Бессазского блока [Пазилова, 1968]. Его нижняя граница не вскрыта, а верхняя осложнена разрывами. Породы данного комплекса будинированы и рассланцованы. Прогрессивно метаморфизованный вулканогенный субстрат карагузского комплекса подвергся процессам диафорического преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций и различного типа деформаций [Касымов и др., 1981; Абдулин, Касымов и др., 1984; Касымов, 1984]. В типовом разрезе наблюдается постепенный переход от мелкозернистых амфиболитов к биотит-амфиболовым, амфибол-биотитовым, биотит-хлорит-мусковитовым и мусковитовым сланцам. Петрографическое изучение пород карагузского комплекса показало, что для них характерно сочетание порфириобластических структур со структурами замещения [Касымов и др., 1981]. Мощность комплекса более 800—1000 м.

Реликтовые, признаки стратиграфических соотношений пород, аналогичных по петрографическому составу будинированным сланцам и амфиболитам карагузского комплекса с перекрывающими их согласно

амфиболитами жунусатинского комплекса, картируются в юго-восточной части Бессазского блока, на правом борту каньонообразной долины руч. Жунусата. Здесь метаморфиты карагузского типа, в меньшей степени диафторированные и будинированные, представлены мелкозернистыми, почти черного цвета амфиболитами, биотит-амфиболовыми, амфибол-биотит-хлоритовыми, биотит-хлорит-мусковитовыми сланцами. В данном районе породы комплекса слагают ядро узкой изоклиальной антиклинали с параллельными крыльями, опрокинутой на юго-восток, поэтому этот комплекс сланцев ранее считали моноклиально залегающей пачкой в «жунусатинской свите». Теперь же установлено, что жунусатинский комплекс мелкозернистых и тонкополосчатых амфиболитов с линзами и прослоями мраморов залегает на сланцевом комплексе с телами амфиболитов, близкими по петрографическому составу отдельным будинам сланцев и амфиболитов карагузского комплекса северо-западной части Бессазского блока. Сланцевый комплекс в данном районе прослеживается в виде узкой полосы северо-восточного простирания. Его разрез в рассматриваемом районе может быть выдвинут со временем в качестве парастратотипического разреза карагузского комплекса, так как именно здесь наиболее отчетливо выражено структурно-стратиграфическое соотношение сланцев с телами амфиболитов основания бессазской серии. Однако для надежного обоснования стратиграфо-литологической тождественности сланцев, распространенных в юго-восточной части Бессазского блока, и сланцев карагузского комплекса типового района необходимы дополнительные структурно-петрологические, геохимические и изотопно-геохимические исследования. Видимая мощность сланцев, подобных карагузским сланцам, более 150—200 м. Мощность сланцевого комплекса основания бессазской серии зависит от размеров вскрытия ядер изоклиальных складок.

Жунусатинский комплекс также предложен взамен одноименной свиты, выделенной впервые В. И. Пазиловой [1968]. Детальные структурно-петрологические исследования, проведенные в последние годы, показали, что в «жунусатинскую свиту» объединены разновозрастные и

Рис. 2. Схема геологического строения Бессазского блока.

1 — отложения мезозой-кайнозоя; 2 — отложения рифея — палеозоя (объединенные); породы бессазской серии нижнего протерозоя: 3 — амфиболиты мелкозернистые с линзами белого мрамора и единичными прослоями лейкократовых плагиогнейсов (верхняя толща), амфиболиты мелкозернистые с прослоями биотит-амфиболитовых, гранат-биотитовых, амфибол-полевошпатовых гнейсов (средняя толща); 4 — амфиболитовые, амфибол-биотитовые, биотит-амфиболовые, гранат-слюдяные, мусковитовые сланцы с прослоями и линзами мелкозернистых амфиболитов (нижняя толща); 5 — катаклазированные и гранитизированные амфиболиты и метагабброиды (а — амфиболовые и биотит-амфиболовые крупнозернистые гнейсы, развитые по амфиболитам средней толщи бессазской серии, б — пироксен-амфиболовые гнейсы, развитые по метагабброидам); 6 — эпидотизированные фельдшпатизированные амфиболиты средней толщи бессазской серии; 7 — чередование меланократовых и лейкократовых амфиболитов (продукты метаморфической дифференциации); 8 — гранито-гнейсы; интрузивные породы верхнего рифея: 9 — дайки диабазов ($R_3^?$), 10 — дайки гранит-аплитов ($R_3^?$); интрузивные породы нижнего протерозоя: 11 — метаморфизованные габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты; 12 — серпентинизированные гипербазиты; 13 — тектонический уступ; 14 — зоны бластомилонитов; 15 — геологические границы (а — достоверные, б — предполагаемые, в — трансгрессивные налегания); 16 — разрывные нарушения; 17 — надвиг; элементы залегания: 18 — магматическая полосчатость в метагабброидах, 19 — метаморфическая полосчатость первой генерации, 20 — метаморфическая полосчатость второй генерации, 21 — метаморфическая линейность, 22 — шарниры складок первой генерации (а — антиклинальные, б — синклинальные), 23 — шарниры складок второй генерации

генетически разнотипные метаморфические образования. В метаморфических породах, сформировавшихся в прогрессивную стадию метаморфизма осадочно-вулканогенных толщ бессазской серии в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации, отчетливо выражены послойная кристаллизационная сланцеватость и метаморфическая полосчатость. Метаморфические образования начальной стадии метаморфизма деформированы в изоклинальные складки с крутопадающими осевыми плоскостями.

В состав данного комплекса ранее ошибочно были включены диафорические новообразования, развитые по мелкозернистым и тонкополосчатым амфиболитам вдоль трещин осевого кливажа. Эти новообразования в ряде мест имеют широкое распространение (рис. 2, поля с точечным крапом), что приводило к представлению о существовании «мощных толщ» однородного состава либо фациально замещающих по латерали первично различных по составу типов пород бессазской серии.

Метаморфический субстрат, образованный в прогрессивную стадию метаморфизма, фиксируется в Бессазском блоке в виде разобщенных скиалитов (рис. 2, поля с вертикальной штриховкой). Породы скиалитов объединены в жунусатинский комплекс. В некоторых крупных массивах скиалитов отмечаются фрагменты со стратиграфическими взаимоотношениями пород разновозрастных комплексов (карагузского и жунусатинского). В силу фрагментарности данных о внутреннем строении разобщенных массивов и линз (рис. 2, вертикальная штриховка) метаморфического субстрата жунусатинского комплекса, сформировавшегося в прогрессивную стадию метаморфизма, не удастся воссоздать цельную картину последовательности наслаения всего набора пород его исходных образований. Неясна и верхняя граница данного комплекса.

Наибольший выход жунусатинского комплекса с сохранившейся нижней стратиграфической границей обнажается на водоразделе руч. Жунусата — Итмурун. Здесь комплекс состоит из почти черных мелкозернистых тонкополосчатых и послойно мигматизированных амфиболитов с прослоями и линзами мраморов. Участками среди амфиболитов залегают маломощные (30—40 м) пачки гранат-биотитовых и биотитовых сланцев. Мощность жунусатинского комплекса более 800—1000 м.

Обоснование возраста пород бессазской серии затруднено тем, что она имеет тектонический контакт с рифейско-палеозойскими толщами. Исследуемые образования характеризуются резким скачком в степени регионального метаморфизма и деформации. Эти черты структурно-метаморфического преобразования пород сближают их с метаморфитами нижнего докембрия, выступающими в ядрах фанерозойских складчатых структур других регионов. Отмечается также петрохимическое родство их с коматититами зеленокаменных поясов древнейших докембрийских кратонов. Однако ближайшим структурно-формационным и вероятным возрастным аналогом рассматриваемых метаморфитов являются метаморфические комплексы основного состава кеминской серии, залегающие на актюзской серии архея в западной части Заилийского Алатау. Подобные толщи в сопредельных регионах Казахстана и Средней Азии перекрываются палеонтологически охарактеризованными ниже (?) -среднерифейскими терригенно-карбонатными отложениями платформенного типа, поэтому можно считать возраст пород бессазской серии дорифейским — нижнепротерозойским.

Из имеющихся данных изотопного датирования пород бессазской

серии необходимо отметить цифру 934 млн. лет [Макарычев, 1978], полученную калий-аргоновым методом по мусковиту из диафорических сланцев. По нашим материалам (цирконы из гранитизированных разностей пород) в лаборатории абсолютного возраста КазИМСа [Касымов, Халилов и др., 1985] уран-свинцовым изохронным методом получена дата 832 ± 20 млн. лет. Эти радиогеохронологические данные отражают, вероятно, время тектоно-метаморфической переработки пород бессазской серии.

РИФЕЙ

К рифейским отложениям вслед за Н. Л. Бубличенко [1935], С. Г. Анкиновичем [1961], А. А. Недовизиным [1971], В. Г. Королевым [1974] и др. отнесены толщи, располагающиеся в разрезе между метаморфическими породами бессазской серии и отложениями венда.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ

СРЕДНИЙ РИФЕЙ

Бакырлинская свита впервые выделена Н. Л. Бубличенко и Н. А. Дорощевым в 1932 г. Она развита в основном в пределах горы Бакырлы в Б. Каратау, между долинами руч. Ран и Актымсай, в ядерной части антиклинальной структуры, и представлена довольно однообразными серыми, светло-серыми, местами охристыми, мраморизованными доломитами с крупной плитчатой отдельностью. Редко среди крупноплитчатых доломитов встречаются пачки тонкоплитчатых глинистых разностей и темно-серых тонкослоистых мраморизованных известняков мощностью до 40—60 м. В доломитах залегают линзы и слои кремнисто-доломитовых и кремнистых пород, появляющиеся в значительном количестве в верхних частях свиты.

Нижняя пачка занимает незначительную площадь обнажений бакырлинской свиты, которые прослеживаются вдоль северо-восточного склона Б. Каратау. Она представлена серыми монотонными тонкопереслаивающимися рассланцованными глинистыми породами и известняками. Мощность пачки более 100 м.

Верхняя пачка сложена преимущественно доломитами, и лишь в ее основании отмечаются прослойки рассланцованных глинистых пород. Разрез данной пачки обнажается северо-западнее долины руч. Бакырлыозен. Мощность ее достигает 800—900 м.

Возраст пород бакырлинской свиты предыдущими исследователями принимался как верхнепротерозойский (рифейский). В. Г. Королев и В. В. Кисилев [1974] сопоставляли ее с кенкольским уровнем Киргизского хребта. В бакырлинских известняках в горах Бакырлы в 1932 г. Н. Л. Бубличенко найдены строматолиты и шаровые водоросли типа *Collenia*, а в 1963 г. И. Н. Крыловым в долине руч. Урстаты обнаружены столбчатые строматолиты типа *Baicalica* (?).

ВЕРХНИЙ РИФЕЙ

Кайнарская свита по объему значительно больше других свит рифея. Характер взаимоотношений осадочно-вулканогенных толщ данной свиты с подстилающими карбонатными отложениями бакырлинской свиты среднего рифея не установлен. Полные разрезы кайнарской свиты от-

мечены в ядерной части Мынжилкинской антиклинали Ц. Каратау и в междуречье Саускандык — Кокбекты в СЗ Каратау. В разрезах, вскрытых по руч. Итмурун и Карагуз, наблюдается такая последовательность.

Нижняя подсвета сложена преимущественно светло-розовыми, лиловыми, буровато-серыми, зеленовато-серыми и темными эффузивами кислого состава (фельзит-порфиры, альбитофиры). В подчиненном количестве фиксируются вулканомиктовые песчаники, реже туфы и основные эффузивы. Мощность подсветы в разрезе р. Карагуз 400 м. К северо-западу в ее составе появляются эффузивы основного состава и их туфы. В разрезах по рр. Акуюк и Кумысты встречаются линзы и пласты мраморов и мраморизованных известняков мощностью до 15 м. В разрезе по р. Улькен-Саускандык подсвета состоит преимущественно из эффузивов основного состава: спилитов с миндалекаменной текстурой. Кислые эффузивы вскрыты западнее руч. Кокбекты. Мощность подсветы до 450 м.

Средняя подсвета обнажается на Мынжилкинском антиклинории. В ее составе преобладают пестроцветные прубосортированные туфогенные песчаники, гравелиты и алевролиты. Участками отмечаются прослойки темных зеленовато-серых тонкополосчатых кремнистых алевролитов. Редко наблюдаются линзы средних и основных эффузивов. Мощность подсветы до 500 м. В междуречье Улькен-Саускандык — Кокбекты подсвета сложена терригенно-вулканогенными породами, рассланцованными песчаниками полевошпат-кварцевого состава, туфами среднего и кислого состава, лавобрекчиями и туфолавами кислого состава с линзами карбонатно-сланцевых пород. Мощность подсветы до 400 м.

Верхняя подсвета представлена эффузивами основного состава, преимущественно массивными и рассланцованными диабазовыми порфиритами, спилитами, андезито-базальтами. Резко подчинены им туфы основного и среднего состава. В Мынжилкинском антиклинории в составе подсветы прослеживаются покровы красноватых кварцевых порфиров с частыми прослоями порфиритов и туфов разного цвета. Кайнарская свита залегает в ядрах антиклинорных структур, крылья которых сложены карбонатными породами шованской свиты.

Определения абсолютного возраста пород Кумыстинского массива (720 млн. лет), являющегося комагматом кайнарских эффузивов [Кисилев, Королев, 1972], и мусковитов из эффузивов этой же свиты — 700 млн. лет [Боровиков, Малов и др., 1974], согласуются с представлениями о верхнерифейском возрасте свиты.

Шованская свита распространена по северо-восточному склону Б. Каратау. Ее наиболее полные разрезы известны по рр. Акуюк и Кумысты. Свита состоит из известняково-хлоритовых и серицито-хлорито-кварцевых сланцев, переслаивающихся с тонкоплитчатыми темно-серыми и массивными буровато-серыми доломитами и доломитизированными известняками, местами мраморизованными, а иногда превращенными в мрамор. В междуречье Акуюк — Карагуз среди карбонатных пород появляются линзы алевролитов и кремнисто-хлоритовых сланцев мощностью до 3—5 м. Обычно свита имеет мощность 250—300 м, а наибольшей мощности она достигает по р. Акуюк — 500 м. Эта свита повсеместно завершает разрез рифейских отложений и залегает выше кайнарских эффузивов, что прослеживается в синклинальных структурах междуречья Акуюк — Карагуз.

Большекарройская свита распространена в основном в одноименном блоке и на его северо-западном продолжении. Небольшие выходы ее известны в районе ур. Аулие-Тогай. С юго-запада эта свита по Большекарройскому разлому граничит с кокжотской серией венда — нижнего палеозоя, а с северо-востока по Карашатскому надвигу — с карбонатными породами тамдинской серии. Вместе с тем вдоль этого надвига около с. Карашат и в ущ. Улькен-Дарбаза тамдинская серия с угловым несогласием трансгрессивно перекрывает большекарройскую свиту. В районе ур. Аулие-Тогай на нее также с угловым несогласием и с базальными конгломератами в основании налегает кенгобысайская свита венда.

Большекарройская свита представлена конгломератами и песчаниками в тонком и грубом чередовании с алевролитами, аргиллитами, иногда превратившимися в серицит-хлоритовые сланцы. Последние ограниченно распространены. Мощность порядка 1000—1500 м.

Как отмечали С. Г. Анкинович [1961], П. Л. Безруков [1954], Э. А. Еганов и Ю. К. Советов [1979], большекарройская свита слагает антиклинальную структуру, смятую в серию складок и осложненную разрывами. Подобная структура зафиксирована по р. Карашат, где ядро антиклинали имеет почти горизонтальное и пологое (5—10°) залегание, а крылья более крутое (40—65°). Это пересечение иллюстрирует типичное строение свиты. Разрез начинается песчаниковой пачкой (290 м), сменяющейся выше алевролитопесчаниковой (420 м), которая, в свою очередь, переходит в пачку гравелитов и песчаников мощностью 175 м. Еще выше следуют вначале конгломератово-песчаниковая пачка (228 м), затем алевролитопесчаниковая (325 м). Общая мощность свиты по этому пересечению около 1500 м.

Структурно-текстурные особенности и состав пород большекарройской свиты были изучены Ю. К. Советовым [Еганов, Советов, 1979, с. 18—29] и Л. Ф. Чербяновой [1977]. Согласно их данным, свита имеет флишоеидное строение. В ней выделяются следующие типы пород: песчаники, конгломераты, гравелиты, алевролиты и аргиллиты. Характерно наличие большого количества песчаных конкреций.

Конгломераты состоят из хорошо окатанных галек кварца, кварцитов, песчаников, реже гранитов. Размеры их обычно 5—10 см, иногда до 50 см. Заполнитель — песчаный, реже гравелитовый. Для конгломератов характерны угловатые и уплощенные формы валунов (от 10 до 50 см), неравномерно распределенные в песчаной и алевролитовой массе.

Песчаники и гравелиты преимущественно праувакковые, со слабоокатанными несортированными обломками кварца, полевого шпата, представленного плагиоклазом, обломочными породами, слюдястыми кварцитами, кварц-мусковитовыми сланцами, глинистыми и кварц-глинистыми сланцами, раскристаллизованными эффузивами основного состава (диабазы, плагиограниты, а также редкими чешуйками биотита и мусковита).

Алевролиты и аргиллиты зеленовато-серые, сургучно-красные и темно-вишневые.

Песчаные конкреции развиты в верхней половине свиты. Обычно формы их овальные и уплощенные. Размеры от 2—5 см до 0,5 м. В поперечном срезе они имеют концентрическое строение.

Верхнерифейский возраст большекаройской свиты условно определяется по предполагаемому положению ниже тогузбайской свиты с верхнерифейскими строматолитами.

Тогузбайская свита занимает меньшую площадь, чем большекаройская. Основное поле ее развития находится между месторождениями Жанатас и Гиммельфарб. Отдельные фрагменты свиты известны около род. Куртыбулак, в верховьях р. Коксу и вдоль юго-западного борта Малокаройской долины, в районе оз. Кульме и р. Коктал. Как верхнее подразделение жанатаской серии впервые была выделена Э. А. Егановым, Ю. К. Советовым и Г. В. Страховым [1975]. По данным этих исследователей, тогузбайская свита снизу и сверху ограничена перерывами и угловыми несогласиями. Последующие наблюдения перерывов и несогласий не подтвердили. Так, низы тогузбайской свиты на протяжении более 15 км срезаны разломом, который фиксировался и раньше на всех геологических картах. Свита с размывом перекрывается базальными слоями чулактауской свиты.

В нижней части тогузбайской свиты переслаиваются буровато-серые, розоватые, реже черные тонкоплитчатые глинистые микрофитолитовые известняки со строматолитами, алевролитами и мергелями. Преобладают известняки. Широко развиты пестрые массивные алевритистые пластово-строматолитовые известняки. Выше следуют существенно красные аргиллиты, мергели и алевролиты, которым подчинены красные и розовые онкоидные известняки, реже доломиты также со строматолитами. Эта часть разреза мощностью до 150—200 м обнажена в верховьях рр. Коксу и Коктал и по юго-западному борту Малокаройской долины. Мощность тогузбайской свиты в стратотипическом разрезе по саю Тогузбай составляет около 1400 м [Еганов, Советов, 1979].

По данным Э. А. Еганова и Ю. К. Советова [1979, с. 35], в тогузбайской свите выделяются следующие типы карбонатных пород: пеллетно-микрофитолитовые алевритистые известняки, разнокристаллические (строматолитовые) алевритистые известняки и доломиты.

По находкам микрофитолитов из группы *Osagia* и *Vesicularites* и по остаткам строматолитов *Tungussia* sp. тогузбайская свита относится к верхнему рифею.

ВЕНД

Вендские отложения в Каратау были установлены в последние 20 лет. До этого их относили к нижнему кембрию [Макарычев, 1960; Анкинович, 1961]. Впервые фаунистически охарактеризованные разрезы венда описаны в 60-х годах Б. М. Келлером, В. Г. Королевым и И. Н. Крыловым [1965] в М. Каратау. В Б. Каратау вендские толщи были выделены по стратиграфическому положению под палеонтологически документированными отложениями кембрия [Ергалиев, 1965; 1971а]. Эти отложения картируются по всей территории, а в юго-восточной части Б. Каратау в них выявлен вендский комплекс акритарх [Краськов, Смирнова, 1982]. Они слагают значительные площади СЗ и М. Каратау. В Б. Каратау вендские отложения представлены алевролитово-карбонатно-терригенными отложениями, главным образом зеленоцветными, а в М. Каратау — мощными карбонатно-терригенно-тефроидными образованиями преимущественно пестроцветной окраски с глауконитом.

Ранская свита распространена не везде и в виде узких полос обнажается в СЗ Каратау по рр. Ран, Бакырлыозен и Актымасай. Свита трансгрессивно залегает на граносиенитах Кумыстинского массива и на известняках и доломитах бакырлинской и шованской свит рифея. В основании она сложена базальными конгломератами, состав которых изменчив по простиранию. Вверх по разрезу они сменяются зеленовато-серыми и сиренево-серыми песчаниками, гравелитами и алевролитами. Мощность изменяется от 30 до 140 м. Стратотипический разрез свиты по р. Ран описан в «Геологическом путеводителе...» [1981].

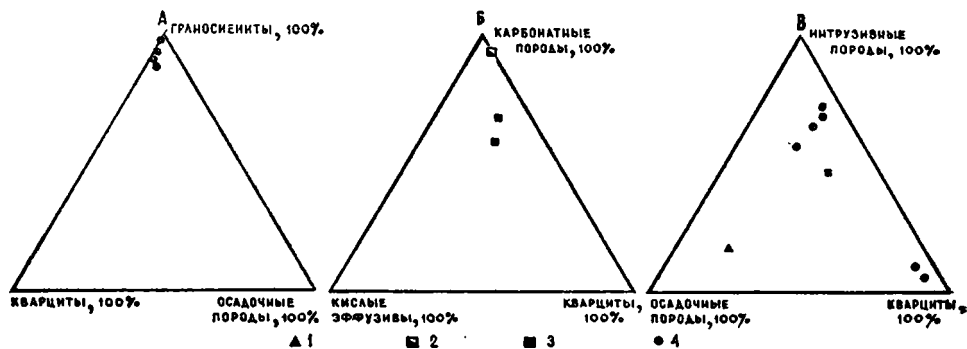


Рис. 3. Диаграммы петрографического состава псефитовых обломков конгломератов ранской (А — разрез по р. Ран; Б — разрезы по рр. Бакырлыозен и Актымасай) и кошонинской (В) свит венда по рекам:

1 — Аксумбе; 2 — Актымасай; 3 — Бакырлыозен; 4 — Ран

Конгломераты представлены галечными, мелко- и средневалунными разностями. Состав их полностью зависит от размывавшихся подстилающих пород. На диаграммах (рис. 3) показан петрографический состав обломков. Так, в разрезе по р. Ран 85—98% галек и валунов. Это продукты размыва Кумыстинского массива, реже отмечаются обломки песчаников, филлитов, гнейсов, кварцитов и сланцев верхнего протерозоя. В гальках конгломератов, обнажающихся по рр. Бакырлыозен и Актымасай, преобладают известняки и доломиты (72—94%). Редки обломки кислых эффузивов и песчаников кайнарской свиты. Конгломераты характеризуются хорошей окатанностью псефитовых обломков, изометричностью форм, плотной упаковкой. Размер псефитовых обломков по р. Ран колеблется от 1 до 90 см (преобладают разности величиной 10—25 см), а по р. Бакырлыозен изменяется от 1 до 30 см. Изучением морфологии галек установлено, что коэффициент окатанности 55—77,6% (по А. В. Хабакову), причем лучше окатаны крупные валуны. Валуну и галька по форме приближаются к изометричной и представлены главным образом I—IV группами и в меньшей мере V (по Н. Б. Вассоевичу).

Заполнитель конгломератов песчаный, реже гравийный. По р. Ран он представлен дресвой и обломками граносиенитов, кварцитов, филлитов. Цемент состоит из мусковитоподобной слюды, реже с примесью хлорита, поровой, базальной и псевдокрустификационной структуры. По рр. Бакырлыозен и Актымасай заполнитель и цемент конгломера-

тов — карбонатный, типа пор и соприкосновения. Вверх по разрезу уменьшается крупность и количество псефитовых обломков.

Песчаники, алевролиты и гравелиты имеют зеленый, зеленовато-серый, реже сиреневый, яблочно-зеленый и темно-серый цвет. Они состоят из угловатых, плохо окатанных, с неровными краями обломков катаклазированного кварца с мозаичным и облачным погасанием, реже — из полевых шпатов и обломков пород. Среди полевых шпатов преобладают пелитизированные калиевые полевые шпаты, реже встречаются

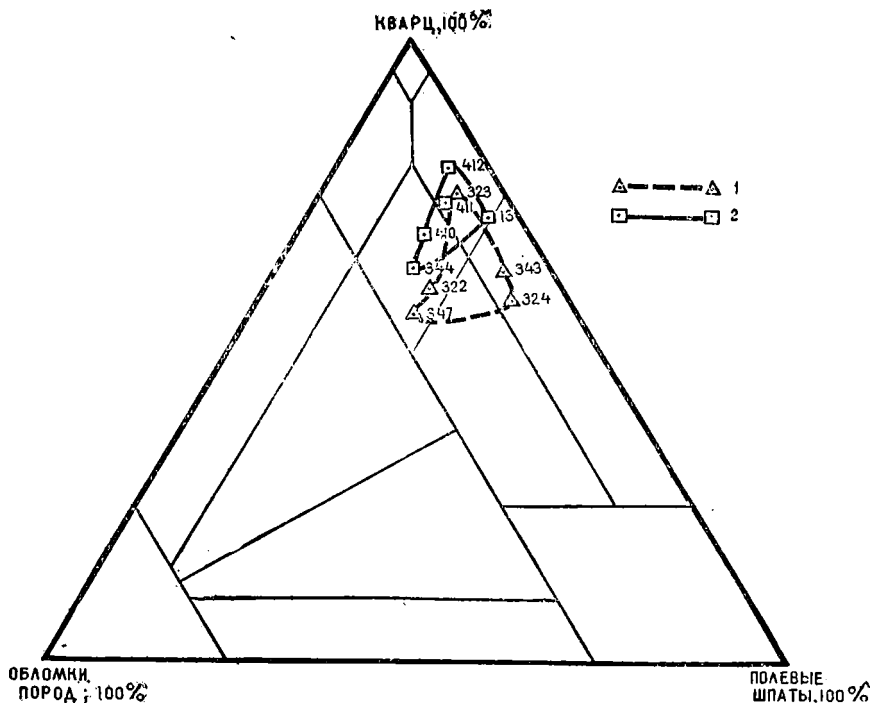


Рис. 4. Диаграмма минерального состава песчаников венда Большекаратауской структурно-формационной зоны по свитам:

1 — ранской; 2 — косшокинской

кислые плагиоклазы. Редко отмечаются мелкие деформированные обломки мусковита и измененного биотита. Обломки пород представлены кварцитами, филлитами, гранитами и песчаниками. Упаковка обломков плотная. Цемент состоит из мусковитоподобной слюды, редко с примесью хлорита. Акцессорные минералы представлены пиритом, цирконом, сфеном и турмалином. Терригенные компоненты по классификации В. Д. Шутова [1967] составляют смешанную ассоциацию кварцево-аркозовых песчаников (рис. 4): кварца (55—75%), полевых шпатов (18—35%) и обломков пород (5—22%). Такие ассоциации образуются при размыве гранитоидных комплексов, метаморфических и осадочных пород.

Косшокинская свита непрерывной полосой обнажается от северо-западного окончания Б. Каратау до р. Ран. Юго-восточнее выходы свиты известны в верхнем течении р. Чайан, в горах Караулен Второй. Она с размывом залегает на образованиях рифея, граносиенитах Кумыстинского массива, на отложениях ранской свиты [Ергалиев, 1971а]. По мне-

нию Н. А. Азербайева и Е. М. Фазылова, на ранской свите она залегает согласно. Свита в нижней части состоит из галечных пудинговых конгломератов (тиллоидов, по Н. М. Чумакову, 1978 г.), вверх сменяющихся доломитами, известняками, зелеными кливажированными и рассланцованными песчаниками и алевролитами. Последние часто превращены в сланцы. Характерны мелкие аутигенные образования пирита и сидерита. В верхней части встречаются углеродистые алевролиты, преобразовавшиеся в углеродисто-серицитовые сланцы.

Целесообразность сделанного Г. Х. Ергалиевым [1965] разделения прежней ранской свиты на два подразделения с выделением ранской и косшокинской свит подтверждена литологическими исследованиями. Прежняя ранская свита включала два разных типа конгломератов — базальные и пудинговые, имеющие разные генезис и распространенность и встречающиеся на разных уровнях. Некоторые геологи их ошибочно смешивали, что приводило к ошибкам при геологическом картировании и может привести к неправильным палеогеографическим построениям. Песчаники косшокинской свиты отличаются от ранских более зрелым составом терригенных компонентов (см. рис. 4).

Мощность свиты от 200 до 750 м. Самый полный разрез обнажен по р. Аксумбе. Разрезы свиты описаны в «Геологическом путеводителе...» [1981]. В северо-восточном направлении по мере приближения к Водораздельному разлому ее мощность сокращается.

Свита представлена следующими типами пород.

Пудинговые конгломераты — это зеленые и серовато-зеленые мелко- и средневалунные конгломераты. Разобщенные гальки погружены в алевролитовую, песчаную, реже гравелитовую массу, образуя пудинговую структуру. Конгломераты характеризуются слабой насыщенностью, плохой сортированностью и крайне неравномерным распределением псефитовых обломков. Разнообразен их состав: граниты, граносиениты, песчаники, алевролиты, различные сланцы, кварциты, гнейсы, андезиты, жильный кварц, доломиты. На диаграмме (см. рис. 3) видно соотношение петрографических разностей галек в разрезах Б. Каратау. Размер обломков от 1 до 80 см, преобладают разности величиной 10—15 см. Они характеризуются плохой сортированностью, более низкой степенью окатанности (коэффициент окатанности 23,5—40%, по А. В. Хабакову), чем таковые ранской свиты, хотя и встречаются хорошо окатанные гальки. По р. Бакырлыозен найден обломок утюгообразной формы. Заполнитель конгломератов — алевропесчаный, реже гравийно-песчаный. По составу близок к песчаникам и гравелитам. Часты новообразования гидроксидов железа по пириту и сидериту.

Особенности галек и валунов, а также присутствие текстур вдавливания и облекания позволяют связывать образование пудинговых конгломератов (тиллоидов, по Н. М. Чумакову, 1978 г.) с разносом обломков припайными льдами.

Песчаники, алевролиты и гравелиты широко распространены в верхней части свиты. Цвет их — от зеленого до серого, сиреневого и коричневого. Гравелиты и песчаники состоят из неправильных, угловатых и плохо окатанных обломков кварца, часто с неровными зазубренными краями, реже — из полевых шпатов и обломков пород, представленных кварцитами, филлитами, алевролитами, песчаниками и гранитами. Цемент состоит из мусковитоподобной слюды, иногда с примесью хлорита, реже он карбонатный. Акцессорные минералы — тонкорассеянный пирит, циркон, сфен и турмалин. По классификации В. Д. Шутова [1967], пес-

чаники составляют зрелую смешанную мезомиктово-олигомиктовую полевошпат-кварцевую ассоциацию, содержащую: кварца — 63—80%, полевых шпатов — 15—24%, обломков пород — 4—28% (см. рис. 4). Они образовались за счет размыва осадочных и в меньшей степени интрузивных, метаморфических и эффузивных пород. Алевролиты отличаются от песчаников меньшим содержанием полевых шпатов, обломков пород и преобладанием цемента. Эти породы интенсивно рассланцованы и кливажированы, иногда превращены в серицитовые, кварц-серицитовые, хлорит-серицитовые сланцы.

Карбонатные породы встречаются на нескольких уровнях в виде слоев и пластов мощностью от 0,1 до 20 м. Это — коричневые на выветрелой поверхности, темно-серые в свежем сколе породы с кварц-карбонатными прожилками. Под микроскопом в них видна мелкозернистая псаммитовая, реже алевролитовая обломочная структура. Обломочные зерна карбонатов обычно изометричной формы, тесно соприкасаются между собой. По данным дериватограмм и подсчету в шлифах, содержание кальцита колеблется в пределах 35—87%, доломита — 66—92%, обломков кварца, полевых шпатов, слюд, окислов и гидроксидов железа — 2—30%, образуя известняки, доломитовые известняки, известковые доломиты и доломиты.

Курайлинская свита согласно залегает на косшокинской и распространена там же, где и подстилающие отложения. Свита сложена в нижней части чередующимися зеленовато-серыми, лиловыми и фиолетовыми кливажированными и рассланцованными алевролитами и песчаниками, содержащими кристаллы аутигенного пирита величиной до 2—3 см, реже сидерита, в средней — переслаивающимися лилово-фиолетовыми тонкослонистыми алевролитами, часто превращенными в серицит-хлоритовые сланцы, кремовыми и розовато-серыми обломочными известняками и доломитами. Завершается разрез пачкой темно-серых углеродистых пиритсодержащих алевролитов.

Особенностями курайлинской свиты являются пестроцветный облик пород, тонкое и мелкое чередование слоев, присутствие аутигенного пирита и сидерита, слои обломочных карбонатов, пологое залегание в сочетании с мелкой изоклиальной складчатостью. Все это придает описываемому подразделению маркирующий характер. Самые полные разрезы находятся в средней, наиболее прогнутой полосе Б. Каратау. Стратотипический разрез курайлинской свиты описан по р. Аксумбе [«Геологический путеводитель...», 1981]. Мощность свиты изменяется от 650 до 150 м, уменьшаясь в северо-восточном направлении.

Свита представлена следующими типами пород.

Мелкозернистые песчаники и алевролиты преобладают в разрезе. Основным обломочным компонентом в них является кварц, который встречается в виде неправильных, часто удлинённых зерен с «бородчатыми» и корродированными краями. Редки обломки полевых шпатов. Цемент состоит из мусковитоподобной слюды, а также бывает хлорит-слюдистым и карбонатным. Зеленые тона пород предопределяются присутствием хлорита. В нижней части свиты встречаются малиновые, фиолетовые и сиреневые алевролиты, цвет которых обусловлен наличием тонкорассеянного гематита. Породы интенсивно кливажированы и рассланцованы, наиболее мелкозернистые разности превращены в кварцево-серицитовые, кварц-хлорит-серицитовые, хлорит-серицитовые и углеродисто-серицитовые сланцы. В алевролитах и сланцах наблюдается аутигенный окисленный сидерит (размер зерен 0,2—2 мм и более). Ча-

сто встречается аутигенный окисленный пирит (размер зерен до 2 мм). В углеродистых алевролитах, сланцах и редко в песчаниках размер кристаллов по ребру достигает 3 см. Отмечены две разновидности пирита — кубическая, реже пентагональная.

Карбонатные породы представлены в виде слоев до 40 см известняков и доломитов, аналогичных описанным карбонатам косшокинской свиты. Они бывают обогащены другими обломочными компонентами, вплоть до преобладания над карбонатами. В верхней части часто переслаиваются с алевролитами и песчаниками в слоях от нескольких миллиметров до первых метров.

Байконурская свита, завершающая разрез венда Б. Каратау, хорошо картируется на всем протяжении СЗ и Ц. Каратау, а также в Бозбутахской и Абаильской антиклиналях ЮВ Каратау. По мнению Г. Х. Ергалиева и Ф. Я. Валеева, свита с перерывом залегает на различных пачках курайлинской свиты. По представлению Н. А. Азербайбаева, Н. Н. Севрюгина и др., их взаимоотношение является согласным.

В байконурской свите выявлена структурно-фациальная зональность. В средней полосе в структурно-фациальной зоне ранневендского заложения в наиболее полных разрезах в основании присутствует пласт бурых обломочных доломитов, выше залегают темно-серые и зеленовато-серые алевролиты с тонкой горизонтальной, редко косой слоистостью, затем следуют характерные пудинговые конгломераты с песчано-алевритовой основной массой (тиллиты, по Н. М. Чумакову, 1978 г.). В СЗ Каратау это валунные и глыбовые конгломераты. На юго-восток величина обломков уменьшается. В Абаильской антиклинали это пудинговые мелко- и крупногалечные конгломераты. Мощность разреза составляет 75—200 м. Уменьшение мощности наблюдается в сводовых частях антиклиналей (район г. Косшоки, по рр. Кумысты и Карагур). Разрезы этого типа описаны по рр. Ран, Аксумбе и Бакырлыозен [«Геологический путеводитель...», 1981].

Иной характер разреза свита имеет в северо-восточной полосе, прилегающей к ГКР в структурно-фациальной зоне поздневендского заложения. Эта зона протягивается от Кумыстинского рудного поля, фиксируется восточнее пос. Кызылбайрак, в Ц. Каратау по рр. Кшикарагуз и Сарымсак, в ЮВ Каратау в верховьях рр. Кожбулак и Арысь. Здесь отложения ранской, косшокинской и курайлинской свит отсутствуют и на размытой поверхности гранитов и эффузивов кайнарской свиты лежат мелкогалечные пудинговые конгломераты, затем следуют измененные вулканомиктовые гравелиты, алевролиты, обломочные доломиты и известняки с включениями гравийных обломков. Мощность свиты здесь изменяется от 8,5 до 70 м.

В разных частях Б. Каратау свита состоит из различных литологических типов. В средней полосе встречаются следующие типы пород.

Доломиты — бурые на выветрелой поверхности, темно-серые в свежем сколе породы. По данным термического анализа, они содержат 92% доломита, 6% кальцита, 2% некарбонатных компонентов. Структура обломочная, мелкозернистая, алевритовая. Обломки, тесно соприкасаясь между собой, образуют гранобластовую структуру. В некоторых местах отмечается скопление чешуек аутигенной мусковитоподобной слюды.

Алевролиты — темно-серые, черные, реже зеленовато-серые породы, встречены по р. Ран, где они залегают выше обломочных доломитов. Иногда с них начинается свита. В алевролитах разобщенные алеврито-

вые, реже песчаные обломки кварца и редко полевых шпатов находятся в цементирующей хлорит-слюдистой массе, где соотношение этих компонентов меняется. Полевые шпаты представлены тонко сдвойникованным кислым плагиоклазом, редок калиевый полевой шпат. Величина обломков редко превышает 0,1 мм. Часть из них хорошо окатана, имеет изометричную форму, хотя преобладают плохо и полуокатанные зерна неправильной формы. Черный цвет, возможно, обусловлен присутствием (до 10%) неравномерно распределенных углеродистых частиц. Акцессорные минералы представлены рудным, аутигенным турмалином, цирконом. В верхней части пласта появляются мелкие гальки доломитов. Среди темно-серых алевролитов часто встречаются коричневые слои толщиной до 5 мм, 60—90% которых составляют окисленные кристаллы сидерита. Породы интенсивно кливажированы и рассланцованы. Отмечается линейная ориентировка удлиненных обломков и чешуек слюд.

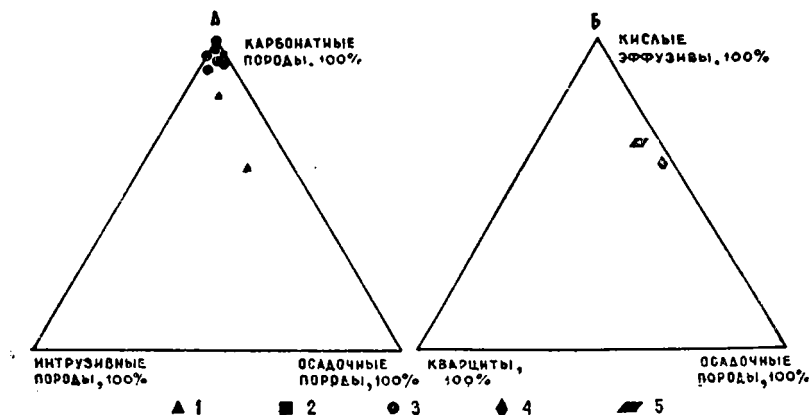


Рис. 5. Диаграмма петрографического состава псефитовых обломков конгломератов байконурской свиты (А — средняя полоса Большекаратауской структурно-формационной зоны; Б — северо-восточная полоса Большекаратауской структурно-формационной зоны) по рекам:

1 — Аксумбе; 2 — Бакырлыозен; 3 — Ран; 4 — Кшикарагуз; 5 — Сарымсакты

Тиллитовые конгломераты (тиллиты, по Н. М. Чумакову, 1978 г.) в СЗ Каратау — это обычно средне- и крупновалунные, местами глыбовые породы, для которых характерно наличие крупных псефитовых обломков величиной от 1 см до 2—3 м, погруженных в песчано-алевритовый заполнитель. Наиболее крупные глыбы достигают 15—28 м. Обломки обычно не сортированы, не окатаны, представлены в основном бурыми доломитами, в меньшей мере сланцами, кварцитами, песчаниками, гравелитами, алевролитами, интрузивными и эффузивными образованиями. Состав обломков отражен на диаграмме (рис. 5).

В ЮЗ Каратау увеличивается количество галек кислых эффузивных пород. Изучением морфологии крупных обломков установлено, что коэффициент окатанности составляет 3—15% (по методу А. В. Хабакова). Это самая низкая степень окатанности среди конгломератов венда. В разрезе по р. Аксумбе валуны гальки по форме преимущественно представлены II (продолговато-сфероидальные), IV (сплюсненно-сфероидальные), V (плосковытянутые сфероидальные) группами, реже

встречаются обломки I (сфероидальные), III (стержневидно-вытянутые), VII (дисковые) и VIII (плосковытянутые дисковые) групп. Поверхность доломитовых обломков неровная, бугристая. Их распространение крайне неравномерное. Песчано-алевритовый заполнитель состоит из плохо окатанных обломков кварца, реже полевых шпатов и обломков пород. Обломки пород представлены песчаниками, алевролитами, различными сланцами, кислыми эффузивами, кварцитами. Цемент состоит из хлорита и мусковитоподобной слюды. Соотношение песчано-алевритового материала и цемента сильно изменяется. Отмечаются кристаллы аутигенного окисленного пирита размером 1—5 мм. Заполнитель рассланцован и кливажирован. Часто наблюдается дифракция кливажа, т. е. огибание обломков трещинами кливажа. В разрезе по р. Ран в верхней части видна мелкая и тонкая горизонтальная слоистость, а также текстуры вдавливания и облекания. Этот тип пород прослеживается на расстоянии в несколько тысяч километров от Ишимской Луки через Чаткало-Нарынскую зону до Куруктага, что свидетельствует об устойчивости фации на опромных площадях.

Н. А. Азербайев разделяет точку зрения Д. В. Наливкина [1924], С. Г. Анкиновича [1961], Н. М. Чумакова [1978] и др. о ледниковом генезисе этих конгломератов. Их образование, вероятно, связано с материковыми льдами, которые захватывали и транспортировали крупные обломки в море. В результате их таяния грубый материал попадал на дно бассейна седиментации на удалении от берегов, где в то время накапливались алевролитовые илы. Об этом свидетельствуют текстуры вдавливания и облекания. Как показывают современные наблюдения, дрейфующие глетчерные льды (айсберги) не только поставляют грубообломочный материал в области ледового седиментогенеза, но и далеко проникают в соседние гумидные, а в некоторых случаях в аридные зоны океана. Ледники Гренландии проплывают на юг 2500—3000 км, а в отдельные годы до 5000 км. Плейстоценовые валуны, принесенные айсбергами, встречаются в изобилии до 35° ю. ш., около Южной Африки и Австралии [Шелл, 1974].

Отсутствие в байконурской свите Б. Каратау оползневых текстур, а также разнообразии крупных обломков и наличие кварцевых гравелитов и кремнистых онколитовых пород, коренные выходы которых отсутствуют в Каратау, противоречат представлениям об обвальном оползневой природе этих образований, высказанных Л. И. Боровиковым, Г. И. Макарычевым, В. Н. Холодовым и др.

В северо-восточной полосе Б. Каратау в байконурской свите встречены следующие типы пород.

Пудинговые конгломераты — зеленовато-серые породы в основании разреза. Гальки состоят из обломков кислых эффузивов кайнарской свиты, в меньшей степени яшмовидных кремнистых пород с микрозернистой основной массой, в которой видны ромбоэдры карбонатов, песчаников, алевролитов, жильного кварца, гранита, феллитизированных алевритовых аргиллитов. Петрографический состав отображен на треугольной диаграмме (см. рис. 5). Гальки имеют величину 1—30 см. Коэффициент окатанности составляет 51—60%, присутствуют гальки I (сфероидальные), III (стержневидно-вытянутые) и IV (сплюсненно-сфероидальные) групп. Разобщенные гальки погружены в мелкозернистую песчаную, реже песчано-гравийную массу, состоящую из обломков кварца, обломочного кальцита, филлитов, кислых эффузивов, кварцсерицитовых сланцев, кварцит-алевролитов. Часть кварца удлиненной

формы с облачным угасанием, вероятно, из метаморфических пород. Зерна кварца обычно корродированы кальцитом. Состав галек, их соотношение с заполнителем, а также мощность пласта быстро меняются по простиранию.

Вулканомиктовые гравелиты в разрезе по р. Кшикарагуз — зеленовато-серые породы, обломки угловатой и полуокатанной формы размером 3—13 мм. Среди них преобладают измененные кислые эффузивы, некоторые имеют сферолитовую структуру. Встречаются также липариты. Редко присутствуют обломки основных эффузивов, в которых основная масса замещена рудным минералом. Не исключено, что часть вулканогенного материала является переотложенными туфами. Реже наблюдаются обломки микрокварцитов, филлитизированных кремнистых аргиллитов. Заполнитель — песчаный обломочный известняк, содержащий зерна кварца, полевых шпатов и кислых эффузивов, частично замещенных карбонатом. Цемент слюдисто-карбонатный и слюдисто-хлоритовый. Слюдистый компонент представлен мусковитоподобной слюдой. В цементе часты зерна и сростки аутигенного магнетита величиной 0,01—0,8 мм.

Обломочные известняки — серые и зеленовато-серые породы, представленные песчаными (терригенные некарбонатные компоненты составляют 25—37%) и песчанистыми (терригенные некарбонатные компоненты — 5—19%) разностями. По данным дериватограмм, содержание кальцита 63—80%. Изучением в шлифах установлено присутствие мелкозернистых алевритовых, песчаных мелкозернистых и среднезернистых разностей. Основную часть породы образуют обломочные зерна кальцита с реликтами угловатой, полуокатанной и хорошо окатанной формы. Присутствуют обломки также кислых эффузивов, полевых шпатов, филлитов и кварцит-алевролитов. Иногда встречаются прерывистые слои (толщиной до 5 мм) вулканомиктовых песчаников и туфопесчаников, в которых имеются остроугольные обломки основных лав и измененного базальтового стекла.

Алевритовые аргиллиты — темно-серые до почти черных кливажированные породы. Основная масса состоит из чешуек мусковитоподобной слюды длиной 0,007—0,04 мм. До 10—15% обломки кварца, измененных полевых шпатов и кислых эффузивов величиной 0,025—0,1 мм. Присутствуют, вероятно, аутигенные турмалины и магнетит. Встречаются магнетитсодержащие разности аргиллита, в которых заметен бластез, участки с гранобластовой структурой, состоящие из зерен кварца размером 0,03—0,1 мм. Здесь обильны кристаллы магнетита размером до 0,75 мм.

Вендский возраст ранской, кошкокинской, курайлинской свит основан на следующих фактах: налегании ранской свиты на граносиениты Кумыстинского массива с абсолютным возрастом 670 млн. лет.; сопоставлении с синхронными отложениями Чаткало-Нарынской зоны Тянь-Шаня; обнаружении комплекса акритарх в ЮВ Каратау, который хорошо сопоставляется с вендским комплексом Русской платформы [Краськов, Смирнова, 1982]. Байконурская свита, несмотря на выявленные кембрийских акритарх, нами, как и прежде, относится к венду. Это сделано на основании следующих фактов. Тиллиты байконурской свиты находятся на том же стратиграфическом уровне, что и тиллиты Чаткало-Нарынской зоны, Тянь-Шаня, Китая, кургашлинской свиты Урала, верхнего спаргамита Скандинавии и т. д. Всюду они связываются с вендским оледенением. Свита является возрастным аналогом кенгобьсай-

ской свиты М. Каратау, которая охарактеризована вендскими акритархами и лежит ниже горизонта нижних доломитов, заключающих фауну самых низов нижнего кембрия (верхнего венда, по В. В. Миссаржевскому, 1984 г.).

МАЛЫЙ КАРАТАУ

Вендские отложения состоят из коксуйской свиты (серии, по Э. А. Еганову и Ю. К. Советову, 1979 г.) и малокаройской серии, согласно следующих одна за другой. Сведения о строении, составе и условиях образования этих толщ известны по работам П. Л. Безрукова [1954], С. Г. Анкиновича [1961], В. Г. Королева, Р. А. Максумовой [1964, 1968], И. Н. Крылова [1967], А. А. Недовизина, Э. С. Кичмана [1971], Л. Ф. Чербяновой [1977], Э. А. Еганова, Ю. К. Советова [1979], Р. А. Максумовой [1980], Г. Х. Ергалиева, К. Т. Косанова [1981] и др. Здесь приводится лишь краткая их характеристика.

Коксуйская свита непрерывной полосой прослеживается в Малокаройском блоке. Фрагменты ее известны в ур. Аюсоккан и в низовьях р. Беркуты. Она располагается стратиграфически выше большекаройской свиты верхнего рифея, с которой повсеместно не имеет непосредственного контакта. Возможно, взаимоотношение их трансгрессивное. Предполагается также, что в районе р. Коктал она залегает выше тогузбайской свиты (джанатасской, по Р. А. Максумовой, 1980 г.), но выходы этих свит разобщены.

Коксуйская свита представлена переслаивающимися пачками (от 1 до 10 м, реже до 50 м) конгломератов, песчаников, аргиллитов, иногда алевролитов с редкими линзами известняков в низах разреза. Свита разделена на две подсвиты. Для нижней подсвиты характерны грубообломочные породы, которым резко подчинены гравелиты, песчаники и аргиллиты, а для верхней — преобладание мелкозернистых песчаников, аргиллитов и алевролитов над средне- и мелкогалечными конгломератами. Мощность свиты в долине р. Коксу колеблется в пределах 200 м, в районе месторождения Дегерес — 700—750 м, около с. Актугай — 250 м, а в районе оз. Кульме и р. Коктал — до 700 м. Строение свиты иллюстрируется разрезом, описанным по р. Коктал Р. А. Максумовой [1980, с. 40]. В долине р. Коксу выходы их часто перекрыты четвертичными осадками и дислоцированы.

Свита представлена следующими типами пород.

Конгломераты мелко-, средне- и крупногалечные (от 1 до 10 см), обычно с хорошо окатанными обломками галек кварца и кремней, а также с редкими линзами песчаников и гравелитов. Слоистость косая.

Гравелиты и песчаники (разнозернистые) темно-зеленые, зеленые и серые, состоят, по данным Л. Ф. Чербяновой [1977], Э. А. Еганова, Ю. К. Советова [1979] и Р. А. Максумовой [1980], из кварца (35—55%), полевого шпата (15—30%), представленного плагиоклазом, реликтами биотита (менее 10%) и мусковита (до 3%). В обломках пород, составляющих 20—83%, присутствуют кремни, микрокварциты, слюдино-хлоритовые сланцы, реже граниты, эффузивы, среднее и кислое вулканическое стекло. Цемент поровый и базальный, по составу слюдино-хлоритовый, иногда карбонатный, изредка с тонкодисперсным железистым компонентом.

Алевролиты и аргиллиты обычно пестроцветные, красные, бурые, вишневые, иногда зеленые и темно-серые, с редкими округленными пятнами и гиероглифами на поверхностях напластования. Состав обломков

аналогичен песчаникам. Характерна тонкая горизонтальная слоистость.

Известняки темно-вишневые, плитчатые, с прослоями тонкозернистых, возможно, органогенных стяжений.

Условный вендский возраст коксуйской свиты определяется по согласному перекрытию фаунистически охарактеризованными вендскими отложениями малокаройской серии. В обломках конгломератов присутствуют верхнерифейские онколиты, вероятно, из тогузбайской свиты.

Малокаройская серия распространена в Малокаройском и Аксайском блоках и состоит из трех согласно лежащих свит: актугайской, чичканской и курганской. В таком понятии серия соответствует собственно малокаройской свите (без верхней части), по резолюции Межведомственного совещания 1958 г., С. Г. Анкиновичу [1961], Г. А. Ярмаку [1970] и др. В отношении объема серии существуют различные представления. Так, В. Г. Королев и Р. А. Максумова [1968], введшие термин «малокаройская серия», включали в ее состав коксуйскую свиту. В такой практовке серия вошла в решение II Межведомственного совещания 1971 г. В последнее время В. Г. Королев, Р. А. Максумова [1976], Э. А. Еганов, Ю. К. Советов [1979] и Р. А. Максумова [1980] исключают из серии коксуйскую свиту и верхнюю ее часть выделяют в самостоятельную кыршабактинскую свиту. При этом считается, что последняя отделяется денудационным перерывом и помещается в основание вышележащей тамдинской серии кембрия — среднего ордовика. Однако в среднем течении р. Беркуты установлен стратиграфический перерыв внутри этой свиты, свидетельствующий о невозможности выделения ее как стратиграфической единицы, в связи с чем отложения ниже этого перерыва рассматриваются, как и раньше, в составе малокаройской серии.

Актугайская свита. Название предложено В. Г. Королевым и Р. А. Максумовой [1968] для маркирующей песчаниковой толщи региона по И. И. Машкаре [1938] и С. К. Чеховичу (1962 г.). Выходы свиты прослеживаются в Малокаройском блоке от долины р. Коксу на юго-восток к месторождению Дегерес и далее в направлении р. Коктал. За пределами Малокаройской долины отложения актугайской свиты известны в районе ур. Аюсоккан и в Аксайском блоке на левобережье р. Кыршабакты. Свита, как показывают последние работы, трансгрессивно, но согласно ложится на коксуйскую свиту. Однако имеются мнения о том, что она в районе сел Актугай и Ильгерибас и на месторождении Дегерес с угловым несогласием залегает на различных слоях подстилающей свиты [Королев, 1972; Максумова, 1980].

Актугайская свита сложена светло-серыми, темно-красными и розоватыми, обычно косослоистыми песчаниками и гравелитами с горизонтами мелкогалечниковых конгломератов. Мощность свиты в пределах 50—250 м. Типовой разрез ее описан Э. А. Егановым, Ю. К. Советовым [1979, с. 42] и Р. А. Максумовой [1980, с. 42] по р. Актугай у одноименного села.

Мелкогалечниковые конгломераты по простираанию фациально переходят в гравелиты. По подсчету Л. Ф. Чербяновой [1977], хорошо окатанные и полированные обломки состоят из розового кварца (31%), красных яшм (30%), светло-серых кварцитов (20%), черных кремней (11%), катаклазированных пород (4%), зеленых кремней (3%) и розовых аплитов (1%). Цемент песчаный, реже правелитовый, аркозового состава.

Серые, светлые, розоватые, разномзернистые и косослоистые песча-

ники доминируют в разрезе. По составу они олигомиктовые и аркозовые. Кварцевые обломки хорошо окатаны, с включениями рудной пыли. Полевые шпаты (10—25%) представлены решетчатым микроклином и ортоклазом с пертитовой структурой, а также редкими зернами плагиоклаза. Присутствуют измененный биотит и мусковит (до 3%), обломки кремней, слоистых кварцитов и другие компоненты. В песчаниках часто встречаются глауконит, циркон, турмалин, рутил, сфен и шпинель. Цемент поровый. Состав кварцевый, реже глинистый и карбонатный.

Зеленовато-серые алевролиты так же, как и правелиты, имеют подчиненное значение.

В свите нет органических остатков, поэтому ее вендский возраст определяется непосредственным положением ниже отложений чичканской свиты со строматолитами и микрофитолитами венда.

Чичканская свита. Название ее принесено из Таласского Алатау В. Г. Королевым и Р. А. Максумовой [1964, 1968]. Свита более широко распространена в Аксайском блоке, чем нижележащая актугайская свита, и представлена в нижней части переслаивающимися аргиллитами и алевролитами, сменяющимися выше по разрезу кремнистыми породами и доломитами. Выше снова появляются алевролиты и аргиллиты. Для нижней и верхней частей свиты характерно присутствие прослоев кремнистых, кремнисто-углеродистых пород и редких горизонтов туфов. Мощность колеблется в пределах 100—300 м.

Разрез по р. Шабакты, в районе ур. Аюсоккан может считаться типовым для свиты [Еганов, Советов, 1979; Максумова, 1980]. Средняя часть свиты характеризуется изменением соотношения кремней и окремненных строматолитовых доломитов. Так, например, в районе р. Коксу это чередование табачно-зеленых алевролитов, мелкозернистых песчаников и массивных черных кремней с шарообразно куполовидными биогермами строматолитов до 50 см в диаметре, в стратотипе — черных кремней со столбчатыми и пластово-столбчатыми строматолитами, а в районе низовья р. Беркуты — переслаивание известняков доломитов и кремней с очень большими дискообразными биогермами строматолитов до 10—12 м в диаметре.

Основными типами пород являются кремни, доломиты, алевролиты, аргиллиты и туфы.

Кремни и кремнистые породы, по Ю. К. Советову и Р. А. Максумовой, состоят преимущественно из микро- и криптокристаллических пеллетов, сгустков и обломков кремней и фосфата кальция, примеси глин, алеврита и органического вещества. С кремнями часто ассоциируют кварц, плагиоклаз и глауконит. Породы в различной степени раскристаллизованы, часто со строматолитовой, а иногда комковатой структурами. Характерно наличие серии мелких жил и жеод белого халцедона.

Коричневые и серые доломиты [Максумова, 1980, с. 102] представляют собой смесь кальцита и доломита с крупнокристаллической и мраморовидной структурами. Содержат строматолитовые биогермы, как правило, замещенные кремнистым веществом.

Зеленоватые, черные и серые аргиллиты представлены глинистой массой, в которой наблюдаются тонкие чешуйки серицита, реже хлорита и халцедона. Характерно присутствие остроугольных обломков кварца и плагиоклаза алевритовой размерности. Местами аргиллиты превращены в глинисто-серицито-кремнистые сланцы.

Зеленовато-серые и ярко-зеленые туфы имеют резко подчиненное значение и состоят из рогульчатых осколков раскристаллизованного стекла, реже кварца и полевого шпата. Структура пепловая и фельзитовая.

Свита включает очень интересную докембрийскую микробиоту водорослевого происхождения [Советов, Шенфель, 1977]. Вендский возраст устанавливается по многочисленным строматолитам *Soporhyton gaubitzia* Kgl. (определение И. Н. Крылова).

Курганская свита. Название также перенесено из Таласского Алатау [Королев, Максумова, 1964, 1968]. Распространена на тех же участках, что и подстилающая чичканская свита. Курганская свита представлена характерными бирюзовыми, зелеными, зеленовато-розовыми и вишнево-бурыми вулканокластическими и вулканогенно-осадочными породами с горизонтами аркозовых и вулканомиктовых песчаников и гравелитов. В верхней части преобладают аргиллиты, песчаники и доломиты, часто содержащие глауконит и конгломерато-брекчии. Мощность свиты варьирует от 300 до 700 м. Типовой разрез свиты находится на р. Шабакты, в районе ур. Аюсоккан [Максумова, 1980, с. 52, рис. 11].

Петрографическое изучение пород курганской свиты выполнено М. Н. Ильинской, Р. А. Максумовой [1970, 1973], Э. А. Егановым, Ю. К. Советовым [1979] и Р. А. Максумовой [1980]. По данным этих исследователей, среди вулканокластических пород отмечаются туфы, тефроиды и туффиты.

Туфы по составу витро-кристалло-витрокластические, реже лито-кристалло-витрокластические, с разномзернистой структурой (от тонко- до крупномзернистой), с кластиковой структурой, трахитов, трахилипаритов, трахиандезитов, дацитов, спекшихся туфов, кварца и полевого шпата.

Тефроиды характеризуются переносом и связанной с этим окатанностью вулканогенного материала (тефры) и карбонатно-кремнистым заполнителем. По данным Р. А. Максумовой, тефроиды бывают аркозового и полимиктового состава, преобладают первые. Они тонко- и крупнообломочные, слоистые, кроме пирокластического содержат осадочный материал, представленный обломками глинистых сланцев, кремней, кварцитов и микропегматитов.

В зависимости от характера цемента различают кремнистые, кремнисто-глинистые и глинистые туффиты. В кремнистых туффитах по составу и структуре различают туфогенные аргиллиты. Наблюдаются также вторично преобразованные разновидности туффитов: окремненные, калишпатизированные, альбитизированные, хлоритизированные и слюдистые.

Песчаники и гравелиты зеленые и серовато-розовые, обычно плотные, реже сливные и разномзернистые. Слоистость косая и косоволнистая. Состав песчаников аркозовый.

Конгломерато-брекчии развиты только в Аксайском блоке, мелко- и среднеобломочные, состоят из слабоокатанных или неокатанных угловатых обломков, пестроцветных туфов, тефроидов, туффитов и песчаников. Цемент глинисто-песчаный, иногда карбонатный.

Доломиты серые, розоватые и красные, плитчатые, иногда массивные и окремненные. По структуре обломочные и строматолитовые, обогащены сингенетическим глауконитом ярко травяно-зеленого цвета.

Малиновые, реже черные и зеленовато-серые аргиллиты и алевролиты характерны для верхней части разреза. Они состоят из слюды, хлорита, кремнистого и известкового компонента, а также содержат аутигенный глауконит.

Строматолиты из курганской свиты пока не изучены. Вендский возраст ее определяется положением ниже нижних доломитов чулактауской свиты нижнего кембрия (поздневендского, по Р. И. Огурцовой, 1982 г., В. В. Миссаржевскому, 1984 г.).

Кенгобысайская свита устанавливается по сухому руслу одноименного сая в бассейне р. Ушбас. Наличие в этом районе 100—150-метровой толщи конгломератов между большекаройской и чулактауской свитами отмечалось многими исследователями. Г. А. Ярмак [1970], Г. Х. Ергалиев, Н. В. Покровская [1977], Э. А. Еганов, Ю. К. Советов [1979] и Р. А. Максумова [1980] помещали эти конгломераты, известные под названием «ушбасские» или «гересские», в основание коксуйской свиты. Н. Н. Севрюгин (1979 г.) выделил их под названием «ушбасская свита» ниже отложений так называемой «жанатасской серии» рифея. Описываемая свита как верхняя единица венда М. Каратау выделяется впервые Г. Х. Ергалиевым. Это стало возможным благодаря выявлению аналогов ее в среднем течении р. Беркуты (месторождение Беркуты Северное), непосредственно выше пород курганской и ниже чулактауской свит. Здесь базальные слои кенгобысайской свиты, представленные, как в стратотипе, вишнево-красными полимиктовыми конгломератами, трансгрессивно лежат на палевых и розовых глауконитсодержащих доломитах курганской свиты (кыршабактинской, по В. Г. Королеву, Р. А. Максумовой, 1976 г. и др.). В стратотипической местности отложения кенгобысайской свиты залегают несогласно и с перерывом на различных слоях большекаройской свиты.

Кенгобысайская свита представлена пестроцветными конгломератами, тонкозернистыми песчаниками и алевропесчаниками. Последние развиты в верхней части разреза. Мощность свиты в стратотипе около 150—200 м, а на месторождении Беркуты Северное — 10—15 м.

Конгломераты валунно- и ореднегалечные, состоят из галек величиной 2—50 см, представленных обломками темно-зеленых порфиритов и порфиров, темно-серых кварцитов и микрокварцитов, розовато-бурых и красных яшм, серого и белого кварца, розовых и красных лейкократовых гранитов, светло-серых и розоватых известняков, различных песчаников и алевролитов, реже бирюзовых туффитов, диоритов, габбро и ультрабазитов. Насыщенность гальками неравномерная. Цемент песчаный, плохо сортированный.

Песчаники, алевропесчаники красного, шоколадного и желто-бурого цвета, рассланцованные, с карандашной отдельностью. Для песчаников и алевропесчаников характерны карбонатность и кольца Лизеганга.

Вендский возраст свиты определяется непосредственным залеганием нижних доломитов чулактауской свиты с многочисленными конодонтами рода *Protohertzina*. Кроме того, она подстилается отложениями малокаройской серии венда с известковыми обломками конгломератов, содержащих микропроблематику III и IV комплексов.

ВЕНД — НИЖНИЙ ПАЛЕОЗОЙ

В пределах Кокжотской структурно-формационной зоны к нерасчлененному венду — нижнему палеозою отнесены отложения кокжотской серии, раньше относившиеся к рифею. Серия в 1904 г. была впервые описана В. Н. Вебером [1925] в качестве свиты. В ранге серии ее стали выделять в 60-х годах. Изучением кокжотской серии занимались

И. И. Машкара, В. Ф. Беспалов, П. Л. Безруков, Г. А. Ярмач, Т. М. Альжанов, Х. Д. Лем, Ш. И. Побережская, В. Г. Королев, А. А. Недовизин, Э. С. Кичман, Л. И. Боровиков, Л. Н. Краськов, Р. С. Качурин, Н. Н. Севрюгин, С. М. Бляхова, Б. С. Ушкенов, Ш. Б. Байкенов, С. Я. Шувалов и др. Среди них следует отметить Э. С. Кичмана [1971], который предложил разделение серии (снизу вверх) на филлитовую, песчано-сланцевую, известняковую и песчаниковую пачки, вошедшее в «Геологию СССР» [1971].

В 1982—1985 гг. разрезы кокжотской серии изучали Г. Х. Ергалиев, Ж. С. Саргаскаев, С. П. Конева, Т. Б. Байторина и др. Исследования включали детальное расчленение и поиски макрофауны. Одновременно проводилось растворение карбонатных пород в целях выявления в них микрофауны. В 1982 г. Г. Х. Ергалиевым в районе перевала Беркара в известняках был найден плохой сохранности кранидий трилобита кембро-ордовикского возраста. В 1983 г. в известняковой толще на левобережье р. Терс (район Терс-Ащибулакского водохранилища) при химическом растворении выявлены очень редкие, иногда единичные безрамковые брахиоподы *Obolidae*, *Acrotretinae*, пока неопределимые до рода и вида. Органические остатки неясного систематического происхождения и неопределимые обломки безрамковых брахиопод найдены и в других разрезах. Наличие вышеуказанных брахиопод позволяет отнести вмещающую часть серии к кембрию — нижнему ордовику, вероятнее всего, к верхнему кембрию.

Кокжотская серия прослеживается в виде широкой полосы северо-западного простирания между Большекаратауской и Малокаратауской структурно-формационными зонами. Изучение разрезов серии показало, что она представляет собой мощную толщу ритмичного чередования флишевого типа песчаников, известняков, алевролитов, аргиллитов и реже гравелитов, туфов кислого состава. Породы сложно дислоцированы с развитием изоклинальных складок и кливажа. Наряду с линейно вытянутыми крупными складками первого порядка наблюдаются более мелкие, вплоть до микроскладок, особенно вблизи тектонических нарушений. Все это затрудняет детальное расчленение серии. В целом отложения ее образуют сложную синклинорную структуру (рис. 6, 7).

Намечается следующее расчленение кокжотской серии на свиты, по Ж. С. Саргаскаеву (снизу вверх): куюкская песчанико-алевролитовая, ботакаринская карбонатная и конуртобинская песчаниковая. Выделяющаяся Э. С. Кичманом [1971] филлитовая пачка, сложенная кварц-серичито-хлоритовыми, кварц-мусковитовыми сланцами, представляет собой измененные в пределах узких локальных зон динамометаморфизма терригенные породы серии.

Куюкская свита наиболее широко развита и не претерпевает существенных латеральных изменений по простиранию. Стратотипический разрез ее находится в районе перевала Куюк. Свита представлена серовато-зеленоцветными мелко- и среднезернистыми песчаниками, алевролитами, аргиллитами, реже гравелитами, туфами. Повсеместны кристаллы пирита. В верхах разрезов свиты более развиты мелкозернистые, реже среднезернистые песчаники, алевролиты и аргиллиты. Мощность пластов песчаников и алевролитов варьирует от первых до 35—40 см, иногда до 75—80 см, в то время как максимальная мощность слоев аргиллитов 10—15 см. Отмечается прямая градационная слоистость. Характерна ритмичность флишевого типа: средне- и мелкозернистые песчаники — алевролит, алевролит — аргиллит, мелкозернистый песча-

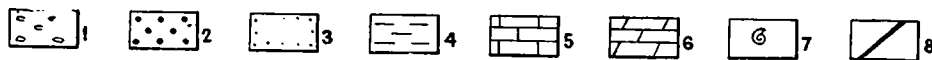


Рис. 6. Геолого-структурный разрез кокжетотской серии восточного перевала, по Г. Х. Ергалиеву.

1 — конгломераты; 2 — гравелиты и крупнозернистые песчаники; 3 — средне- и мелкозернистые песчаники; 4 — алевролиты и аргиллиты; 5 — известняки; 6 — доломиты; 7 — местонахождения фауны; 8 — разрывные нарушения

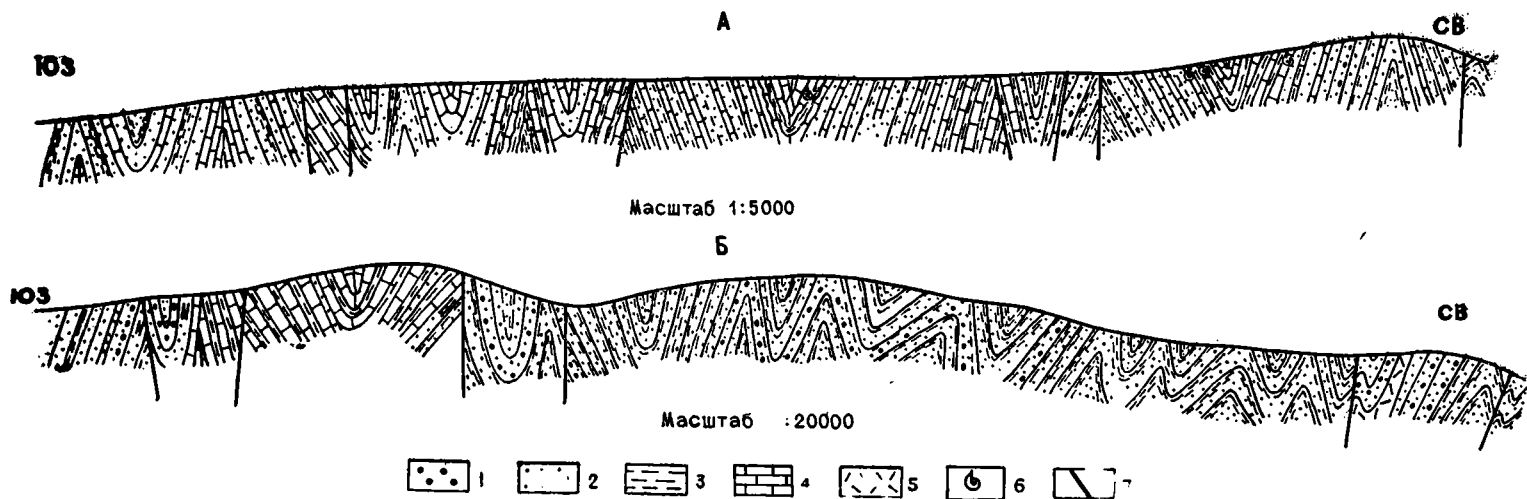


Рис. 7. Геолого-структурные разрезы кокжетотской серии, по Ж. С. Саргаскаеву.

А — район р. Терс; Б — район р. Ботакары. 1 — гравелиты и грубозернистые песчаники; 2 — средне- и мелкозернистые песчаники; 3 — алевролиты и аргиллиты; 4 — известняки; 5 — туфы кислого состава; 6 — местонахождения фауны; 7 — разрывные нарушения

ник — алевролит — аргиллит. В основании ритмов часты гнереоглифы, оползневые текстуры. Встречаются также отдельные слои мощностью до 8—25 см, состоящие из совокупности слоев с горизонтальной и косой однонаправленной слоистостью.

Горизонты крупнозернистых песчаников и гравелитов мощностью от 0,5 до 2—3 м и единичные пласты витрокристаллокластических, витрокластических туфов кислого состава мощностью до 10 м тяготеют к низам свиты. В песчаниковых пластах отчетливо выражена градационная сортировка материала от гравелитов в основании до средне- и мелкозернистых песчаников в верхах, характерная для турбидитов А. Боума. Местами в верхних частях многослоев отмечается инверсионная сортировка от алевролитов в основании пластов до среднезернистого песчаника. Нижние контакты градируемых пластов всегда резкие: горизонтальные, волнистые или эрозионные. Верхние контакты резкие и постепенные. В подошве песчаниковых пластов присутствуют обломки аргиллитов эллипсоидной формы. Размеры их от нескольких до 10—12 см и реже более. Такие своеобразные внутриформационные конгломераты типичны для отложений с чередованием песчаников и глинистых пород. Грубозернистые слои разделены мелкозернистыми разностями с более тонкой слоистостью.

Состав обломков для всех пород свиты в целом постоянен. Обломки минералов представлены кварцем, часто катаклазированным, измененным полевым шпатом, реже калишпатом, единичными зернами амфибола, моноклинного пироксена, глауконита, акцессорные — монацитом, титаномагнетитом, хромшпинелью, литические компоненты — глинистыми сланцами, алевролитами, кремнистыми и хлоритизированными породами, эффузивами и туфами кислого состава, кварцитами, кварц-слюдяными сланцами, мелкозернистым гранитом, микрогранофиром и олигомиктовым песчаником, в меньшей мере эффузивами основного и среднего состава, гналокластикой, мрамором. Отмечаемый в небольшом количестве тefрогенный материал представлен кварцем, обломками пород с микрофельзитовой структурой основной массы.

Содержание кварца варьирует в пределах 25—35%, полевого шпата — 10—20%, обломков пород — 50—60%. По классификации В. Д. Шутова [1967], терригенные обломочные породы представляются полевошпат-кварцевыми праувакками (рис. 8). Общая мощность свиты 1200—1500 м.

Ботакаринская свита сложена преимущественно известняками с резко подчиненным количеством рассланцованных песчаников, алевролитов и аргиллитов темно-зеленого и серого цвета. Стратотипическим районом развития свиты является г. Ботакара. Представлена горизонтально-слоистыми сероцветными известняками (максимальная мощность слоев до 8 см), переслаивающимися с аргиллитами зеленого цвета (до 1—1,5 см), а также редкими прослоями пепловых туфов кислого состава. Верхние и нижние контакты таких карбонатно-глинистых ритмов резкие: ровные или волнистые. В карбонатных слоях отмечается последовательность (снизу вверх): от обломочных известняков с алевролитовой размерностью зерен с градационной сортировкой до микритовых с большим количеством глинистого материала. Помимо того, отмечаются также прослои мелкозернистых известняков с косоволнистой слоистостью.

Лишь в верхних частях свиты известняки сменяются темно-серыми, черными, толстоплитчатыми разностями с вытеснением из разреза ар-

гиллитов. К средней части разреза приурочены находки микрофауны. В районах рр. Терс, Ботакара, ур. Аргыбетсай и др. наблюдаются постепенные переходы этой свиты с вышележащими и подстилающими отложениями. Отмечаются кристаллы пирита, достигающие размеров 5—10 мм, иногда 20 мм. Общая мощность свиты 200—300 м.

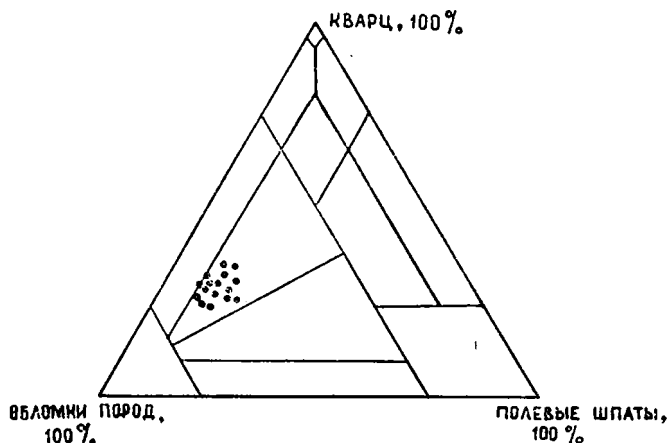


Рис. 8. Диаграмма состава обломков песчаников кокжотской серии

Конуртобинская свита распространена в бассейне рр. Улькен и Кишкине-Бакаты, г. Конуртобе, в районе Терс-Ащибулакского водохранилища и др. Стратотип — по г. Конуртобе. Свита сложена чередующимися темно-зеленовато-серыми песчаниками, алевролитами и аргиллитами с редкими горизонтами гравелитов. В низах свиты отмечаются единичные слои серых тонкоплитчатых известняков и красноцветных, сильно известковистых песчаников. По составу обломочного материала породы близки к отложениям куюкской свиты, но в отличие от нее ритмичность чередования их в конуртобинской свите выражена слабее. В песчаниковых пластах часто устанавливается прямая градационная сортировка материала. Преобладает песчаный элемент ритма, мощность его от 20—30 до 50 см и реже более. Мощность алевро-аргиллитовых элементов 10—15 см. Нижние и верхние контакты ритмов резкие, ровные или волнистые. Мощность свиты 120—400 м.

Общая мощность кокжотской серии составляет 1520—2200 м.

Кокжотская серия отнесена к широкому интервалу времени (венд — нижний палеозой) кроме вышеуказанных фактов и на основании следующих данных:

1. Породы этой серии являются исключительно осадочными, почти неметаморфизованными, мало отличающимися по петрографическому составу, а также металлогенической специализации от вендских и кембро-ордовикских отложений Б. и М. Каратау. Поэтому серия, вероятно, является стратиграфическим аналогом вышеуказанных толщ.

2. Как известно, из отложений серии Л. И. Боровиковым [1978] приводятся проблематичные остатки хитиной, граптолитов типа *Diplograptidae* и беззамковых брахиопод типа *Crania*?, принадлежащих ордовику — силуру. К сожалению, повторить эти находки позже не удалось.

3. Ш. И. Побережской [1970] из разрезов серии указывались акри-тархи верхнего протерозоя.

В заключение отметим ряд характерных текстурно-структурных особенностей отложений серии. Среди ритмично переслаивающихся пластов более широко представлены слои с градиционной слоистостью (прямой, инверсионной) с различными типами строения. Выделяются следующие последовательности А, АВ, АВЕ, АЕ, турбидитных моделей А. Боума. По характеру сортировки и окатанности обломков, по составу все терригенные породы серии в целом однообразны. Им свойственна плохая, реже средняя сортировка материала. Обломки полуугловатые,

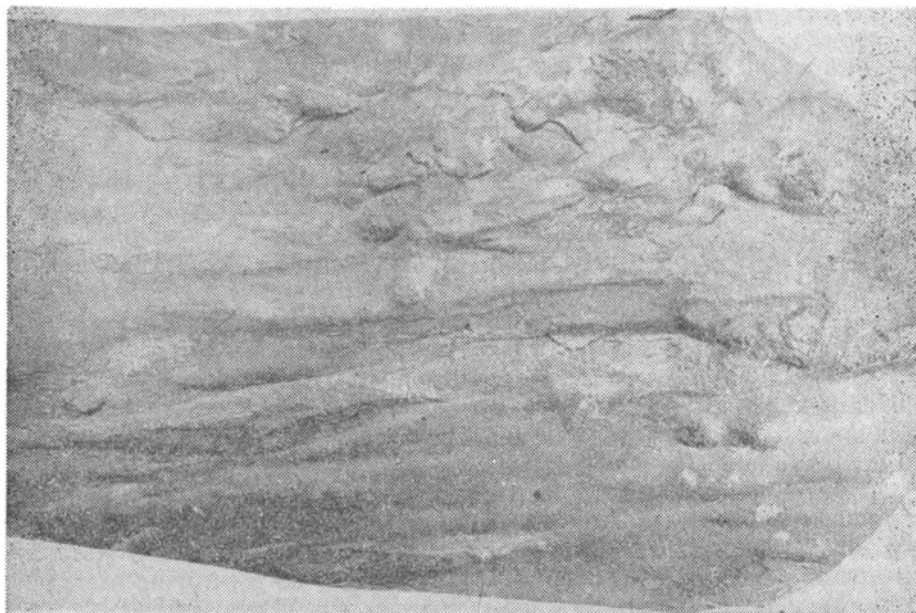


Рис. 9. Слпки борозд и струй течений на нижней поверхности песчаников

Фотография песчаника, ум. 4 раза, кокжотская серия. Разрез по перевалу Куюк

окатанные, реже неокатанные. Большое количество глинистого матрикса (10—15%) кремнисто-серицито-хлоритового состава позволяет отнести средне-мелкозернистые песчаники к группе вакк [Петтиджон, 1981]. В грубозернистых породах количество цемента небольшое (5—7%). Тип автокинетической седиментации (зерновой, турбидитный), которая играла главенствующую роль в образовании отложений серии, определяет содержание связующего вещества. На поверхности напластования слоев широко развиты гиероглифы различной морфологии. Слпки струй течений, борозд проявлены в виде рельефных, прямолинейных выступов на нижней поверхности пластов (рис. 9). Менее развиты знаки внедрения и асимметричные знаки мелкой ряби течений в виде параллельных валиков. При расколе некоторых песчаников на плоскостях напластования видны текстуры уступчатой линейности на плоскостях напластования [Петтиджон и др., 1976]. Отмеченные текстуры характерны для подошвенных слоев турбидитных отложений. Указанные особенности типичны для флишевых отложений.

КЕМБРИЙСКАЯ СИСТЕМА

Фаунистически охарактеризованные отложения кембрия выявлены в начале 40-х годов в М. Каратау, затем в 60-х годах — в Б. Каратау. Кембрий сложен морскими образованиями, содержащими богатые органические остатки. К нижней части разреза кембрия приурочены залежи ванадия и фосфоритов, а к верхней — баритов.

В настоящее время Каратау считается одной из лучших областей развития непрерывных разрезов всех трех отделов кембрийской системы, расчлененных по фауне на ярусы и зоны. Непрерывные разрезы М. Каратау позволили выделить в верхнем кембрии три общесоюзных яруса и определить нижнюю и верхнюю границы кембрия.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ

Отложения кембрия здесь имеют более широкое развитие по сравнению с вендскими и известны на всей площади. Лучше кембрий изучен в Ц. и СЗ Каратау. Вопросами стратиграфии кембрия в разные годы занимались Н. М. Салов, С. Г. Анкинович (1943—1966 гг.), Г. И. Макарычев (1953—1961 гг.), Г. Х. Ергалиев (1961—1982 гг.) и др. Первая кембрийская фауна верхов среднего кембрия была обнаружена В. В. Эзом в 1956 г. Большая часть известной в настоящее время фауны среднего и верхнего кембрия и нижнего ордовика выявлена Г. Х. Ергалиевым. Им разработана первая зональная шкала по трилобитам для описываемых отложений региона [Ергалиев, 1965, 1967, 1971а, б, 1974]. В. Н. Холодовым [1973] проведено литолого-геохимическое изучение ванадийсодержащих фтанитов Б. и М. Каратау, Н. А. Азербайцевым — литолого-фашиальное изучение отложений курумсакской и кокбулакской свит.

К кембрию в Б. Каратау относятся курумсакская и кокбулакская свиты, согласно залегающие одна на другой. В отложениях этих свит установлена латеральная фашиальная зональность.

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Курумсакская свита залегает выше байконурской свиты, на которую ложится с резким литологическим контактом, а местами с размывом*. Наиболее полные разрезы наблюдаются в СЗ Каратау от г. Даут до р. Суындык. Эта свита обнажается также в Ц. Каратау по рр. Карагуз, Сарымсак, в ЮВ Каратау в горах Боролдайтау, Кулантау и Абаильской антиклинали. Разрезы свиты описаны С. Г. Анкиновичем [1961], Г. Х. Ергалиевым [1971а], Н. А. Азербайцевым [Геологический путеводитель..., 1981].

В СЗ Каратау в междуречье Ран — Кумысты свита начинается с пласта буро-коричневых на выветрелой поверхности, темных в свежем сколе обломочных доломитов мощностью от 40 см до 2,5 м. Выше следуют сначала черные и темно-серые углеродистые кремнистые породы — фтаниты, затем углеродистые ванадиеносные фтаниты и глинисто-углеродисто-кремнистые породы с кремнисто-фосфатными и фосфатными конкрециями, прожилками и гнездами ванадиевых минералов (ванадиеносный горизонт мощностью 4—13 м). Верхняя часть свиты (нижнекулантауская подсвита, по С. Г. Анкиновичу, 1961 г.) состоит из

* По мнению Н. А. Азербайцева, взаимоотношение байконурской и курумсакской свит является согласным.

буровато- и пепельно-серых на выветрелой поверхности, черных и темных в свежем изломе карбонатных и глинисто-карбонатных тонкослоистых фтанитов со слоями и линзами (от 20 см до 1,0 м) карбонатов. Такая же последовательность отмечается на Бала-Саускандыкском рудном поле. Породы смяты в узкие складки с крутыми крыльями с падением 38—80°, шириной в несколько метров, поэтому точное определение мощности затруднительно. Она оценивается в 240—250 м. Такой тип разреза с ванадиеносным горизонтом характерен для средней полосы Б. Каратау — структурно-фациальной зоны ранневендского заложения. В Абаильской антиклинали в свите присутствуют серые и кремво-серые яшмовидные породы.

Иной разрез типичен для северо-восточной полосы Б. Каратау — структурно-фациальной зоны поздневендского заложения. Здесь в основании залегают мелкозернистые обломочные известняки, затем следуют светло-серые яшмовидные кремнистые породы с тонкими слоями черных фтанитовых пород с кремнисто-фосфатными слоями и конкрециями, аркозовые песчаники, темно-серые яшмовидные микрокварциты и глинистые яшмы. Углеродистые фтаниты и ванадиеносный горизонт отсутствуют. Встречаются слои измененных туфогравелитов и вулканомиктовых гравелитов. Мощность разреза 42—150 м. Этот тип разреза отмечается в крыльях Мынжилкинской антиклинали по рр. Кшикарагуз и Сарымсак, на водоразделе Боролдайтау, в верховьях р. Арысь.

Для средней полосы Б. Каратау характерны следующие литологические типы.

Фтаниты — темно-серые и черные, твердые, с раковистым изломом, в различной мере кливажированные породы. Используя классификацию И. В. Хворовой [1968], вслед за В. Н. Холодовым, кремнистые породы, содержащие углерод, мы называем фтанитами. В работах С. Г. Анкиновича и Е. А. Анкинович они именуются лидитами. В СЗ Каратау эти породы слагают три пачки, различающиеся по составу и характеру слоистости. Нижняя пачка — собственно фтаниты с микрозернистой структурой. На Курумсакском рудном поле она достигает 25—30 м, в юго-восточном направлении по рр. Ран и Карагур сокращается до 5—10 м. Средняя пачка — ванадиеносные углеродистые фтаниты с раковистым блестящим изломом. К ним приурочен ванадиеносный горизонт, мощность которого достигает 12 м. В нем несколько пачек низшего порядка мощностью от 0,5 до 1,5 м [Анкинович, Анкинович, 1968]. Верхняя пачка — карбонатные фтаниты. В чередующихся кремнисто-глинистых и кремнисто-углеродистых слоях появляется карбонатный материал, главным образом доломит.

В поляризационном микроскопе во фтанитах видна криптозернистая и микрозернистая основная масса, состоящая из агрегата зерен кварца величиной до 0,005—0,015 мм. В меньшем количестве присутствует непрозрачное углеродистое органическое вещество, по данным С. Г. Анкиновича, Е. А. Анкинович [1968], состоящее из графита и ванадиевого антраксолита, и чешуйки мусковитоподобной слюды. Встречаются полости и иглы радиолярий, спикулы губок, зерна апатита величиной до 0,008 см, кубики пирита размером 0,005—0,04 мм. Иногда радиолярий бывает так много, что породы можно назвать радиоляритами. В ванадиеносных фтанитах присутствуют роскоэлит, антраксолит, барит, доломит, сидерит, турмалин. Обычно эти породы секутся густой сетью трещин, выполненных кварцем [Анкинович, Анкинович, 1968].

Электронно-микроскопическим изучением методом фрактографии (одноступенчатых реплик со свежих сколов) во фтанитах установлена неоднородная кристалломорфная микроструктура с преобладанием кристаллов 0,5—4 мм. Наряду с изометричными зернами с ровными границами видны извилистые с «заливами» контакты. Последнее, вероятно, связано с неравномерным распространением органического углерода, который затормаживал постседиментационную раскristаллизацию кремнезема. Встречены фрамбоэдры пирита диаметром до 6 мкм и удлиненные призматические агрегаты апатита. Присутствуют фрагменты, похожие на панцири современных диатомовых водорослей, с порами удлиненной и округлой формы, расположенные параллельными рядами. Наличие проблематичных остатков подтверждает представления о том, что в древние эпохи наряду с радиоляриями в биогенном осаждении кремнезема могли участвовать неизвестные вымершие организмы с кремнистыми панцирями [Азербав, 1969, 1978; Никитин, 1972].

Таблица 1. Химический состав фтанитов курумсакской свиты, %

Компоненты	Образец				Средний состав ванадиевых руд Каратау
	114	3141	3151	3143	
SiO ₂	88,74	87,03	85,03	86,53	73,51
TiO ₂	0,1	0,32	0,15	0,35	0,3
Al ₂ O ₃	1,77	3,09	0,79	5,4	4,7
FeO	1,73	0,22	—	—	—
Fe ₂ O ₃	0,95	1,18	1,56	0,71	5,47
CaO	2,51	0,75	0,74	0,47	3,52
MgO	0,62	0,13	0,13	1,14	0,62
P ₂ O ₅	0,02	—	—	—	—
MnO	1,0	—	—	—	0,29
K ₂ O	0,68	0,88	0,40	0,98	1,03
Na ₂ O	0,35	—	0,27	—	1,22
V ₂ O ₅	Не опр.	0,51	—	1,12	1,00
S _{общ}	0,32	—	—	—	0,88
CO ₂	—	—	—	—	—
BaO	Не опр.	2,80	1,20	1,86	1,72
П.п.п.	2,11	1,94	9,35	0,53	4,79
Сумма	99,92	100,16	100,34	100,12	99,88
Fe + Mn	46,6	7,15	12,1	2,37	21,2
Ti					

Примечание. Обр. 114 — фтанит из пласта 3 разреза в верховьях р. Ран; обр. 3141, 3151, 3143 — фтаниты из разреза по р. Бала-Саускандык [Холодов, 1973]. Средний состав первичных ванадиеносных руд СЗ Каратау приводится из работы С. Г. Анкиновича, Е. А. Анкинович, [1968].

Химический состав иллюстрируется табл. 1. В. Н. Холодов [1973], проводивший геохимическое изучение описываемых фтанитов, выделил в них чистые разности (более 90% SiO₂), глинистые фтаниты (75—90% SiO₂ и 8—9% Al₂O₃), углеродистые фтаниты (до 10—15% C_{орг}) и карбонатные фтаниты (до 15—20% карбонатного материала). Чистые разности, или собственно фтаниты, встречаются в нижней пачке, глинистые и углеродистые — в средней, карбонатные фтаниты типичны для верхней пачки. Содержание C_{орг} составляет 0,06—7,64%, чаще 1,5—1,57%, содержание P₂O₅ колеблется от 0,02 до 0,69%. Для фтанитов характерно присутствие фосфора [Хворова, 1968]. Содержание ванадия состав-

ляет от 0,05 до 1,5%. Им обогащены углеродисто-глинистые разновидности фтанитов. С повышением SiO_2 и уменьшением углеродисто-глинистой составляющей содержание ванадия падает [Холодов, 1973].

Рентгеноструктурным анализом установлено, что криптозернистая и микрозернистая основная масса состоит из кварца. Отсутствие диффузных рефлексов свидетельствует о полной раскристаллизации кремнезема в кварц. Последний надежно идентифицируется по рефлексам с $d=4,24; 3,34; 2,45; 2,28; 2,23 \text{ \AA}$.

В северо-восточной полосе Б. Каратау курумсакская свита сложена следующими типами пород.

Известняки — измененные породы с неравномерной мелкозернистой и очень мелкозернистой структурой. Размер обломочных изометричных зерен кальцита 0,03—0,2 мм. Содержание кальцита, по данным термического анализа, достигает 91%. Редки алевритовые зерна кварца и кислого плагиоклаза. Породы претерпели бластез, а иногда приконтактовое воздействие, с чем связаны новообразования тонкочешуйчатого биотита.

Кремнистые породы — серые тонкослоистые яшмовидные породы с микросахаристым изломом. В них присутствуют тонкие слои (0,2—1 см) фтанитовидных пород. Яшмовидные породы (яшмовидные микрокварциты) имеют микрозернистую структуру в сочетании с очень мелкозернистой структурой, состоят из изометричных и слегка удлинённых зерен кварца величиной 0,005—0,025 мм. Видны остатки радиолярий. Отмечаются чешуйки мусковитоподобной слюды. В некоторых разностях их так много, что они играют породообразующую роль. Такие породы названы глинистыми яшмами, близкими по составу к кремнистым аргиллитам. Встречаются обломки кварца и чешуйки мусковита размером 0,015—0,04 мм, зерна карбонатов величиной до 0,1 мм. Слоистость обусловлена разным соотношением в слоях кварца, слюды и иногда карбонатов.

Фтанитовидные кремнистые породы имеют темно-серую окраску. Они состоят из крипто- и микрозернистого агрегата кварца с величиной зерен до 0,007—0,01 мм. Редки чешуйки мусковитоподобной слюды и остатки радиолярий. В зернах кварца и в межзерновом пространстве присутствует темно-серый в отраженном свете, полупрозрачный, очень тонко рассеянный компонент, возможно, органическое углеродистое вещество. Редко отмечаются карбонат и лимонитизированный магнетит.

Аркозовые песчаники — мелкозернистые, состоят из обломков размером 0,1—0,2 мм, от полуокатанной до хорошо окатанной формы, реже наблюдаются таблитчатые угловатые кварц и полевые шпаты. Каждый из этих компонентов составляет 35—45% пород. Кварц представлен окатанными и удлинёнными обломками. Последние могут происходить из метаморфических пород. Полевые шпаты изменены, состоят преимущественно из калиевых полевых шпатов, реже кислых плагиоклазов, замещённых серицитом. Обломки пород составляют 10—15% и представлены таковыми кварцевых песчаников, мелкозернистых кремнистых пород — микрокварцитов, мелкозернистых гранитов и кислых эффузивов. Цемент походит на пленочный, состоит из мусковитоподобной слюды. Характерны конформно-регенерационные структуры с вогнуто-выпуклыми контактами.

Туфоправелиты или вулканомиктовые правелиты — сильно изменённые породы. Угловатые и полуокатанные обломки размером 0,25—8 мм

представлены измененными кислыми эффузивами, в меньшей мере — кремнистыми породами, кварцевыми песчаниками. Цемент состоит из тонкочешуйчатой мусковитоподобной слюды и кварца. Неравномерно распространены зерна магнетита величиной до 0,25 мм.

Различие в составе свиты связано с разной глубиной палеобассейна Б. Каратау в раннем кембрии.

Возраст определяется согласным перекрытием кокбулакской свиты, содержащей в нижней части трилобиты основания амгинского яруса среднего кембрия. Нижняя половина свиты с повышенным содержанием органического углерода и ванадия синхронна фосфоритоносной чулактауской свите М. Каратау. Их образование, вероятно, связано с эпохой апвеллинга — подъема глубинных вод, богатых биогенными компонентами, в том числе фосфатами, способствовавших высокой органической продуктивности.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Кокбулакская свита сложена преимущественно карбонатными породами и в виде узких полос прослеживается по всему Б. Каратау. С подстилающими и перекрывающими отложениями она связана постепенными переходами. В средней полосе свита состоит из микрозернистых и очень мелкозернистых тонкослоистых собственно известняков и доломитовых известняков, чередующихся с редкими слоями известковых аргиллитов, глинистых известняков и кремнистых аргиллитов, содержащих очень тонкие слои барита. Один из таких разрезов описан Г. Х. Ергалиевым [1971а, с. 76] в верховьях р. Аксумбе. Сходные разрезы обнажаются в верховьях рр. Ран, Карагур, Кызылата, по р. Кулан, в Абаильской антиклинали. Мощность свиты составляет 62—125 м.

В северо-восточной полосе Б. Каратау свита начинается пачкой чередования кремнистых аргиллитов и известняков, затем следует горизонт баритов, выше обнажаются средне- и мелкозернистые обломочные доломиты, переслаивающиеся с микрозернистыми и очень мелкозернистыми известняками, седиментационные брекчии известняков и доломитов. Нижняя часть этого типа разреза обнажена по р. Кшикарагуз, а средняя и верхняя — по р. Арпаозен, где обнаружено более 30 точек фауны среднего — верхнего кембрия и тремадока. Описание разреза по р. Арпаозен и списки трилобитов приведены Г. Х. Ергалиевым [1971а, с. 72]. Этот тип разреза обнажается в междуречье Кшикарагуз — Арпаозен в Ц. Каратау, в верховьях рр. Кокбулак и Арысь в ЮВ Каратау. Мощность его составляет 350—370 м.

В кокбулакской свите выделены следующие типы пород.

Известняки содержат 93—100% кальцита. Под микроскопом в них обнаруживается мелкозернистая, очень мелкозернистая и микрозернистая структуры, размер зерен кальцита 0,005—0,05 мм. Среди более крупных зерен отмечаются полуокатанные формы. Встречаются мелкие зерна окислов и гидроокислов железа. В микрозернистых разновидностях основная масса микрозернистая, иногда полупрозрачная, с примесью глинистого материала, состоит из зерен кальцита размером до 0,007 мм. В ней видны обломки кальцита величиной 0,015—0,024 мм в количестве от первых до 20—40%. Эти очень тонкослоистые породы образовались в результате осаждения и последующего постседиментационного изменения карбонатных илов.

В разрезе по р. Кшикарагуз Н. Н. Севрюгиным (1979 г.) выявлен

баритовый горизонт мощностью 2—15 м. Среди известняков встречаются кливажированные и сланцеватые аргиллиты, алевроитовые известняки и известковые алевролиты мощностью от первых до 50 см. Аргиллиты состоят из чешуек мусковитоподобной слюды величиной до 0,25 мм. Пространство между чешуйками выполнено криптозернистым агрегатом слабодвупреломляющего хлорита и микрозернистого кварца. В алевроитовых известняках и известковых алевролитах встречаются обломочные зерна кварца и карбоната размером до 0,01 мм.

Собственно доломиты (90—96% доломита) и известковые доломиты (71—79% доломита, 9—15% кальцита) встречаются в северо-восточной полосе Б. Каратау. Эти обломочные породы с сахаристым изломом характеризуются в шлифах среднезернистой и мелкозернистой структурами. Они состоят из изометричных, реже слегка удлиненных угловатых, полуокатанных и окатанных обломочных зерен доломита размером 0,35—0,5 мм. В некоторых обломках видны регенерационные каемки. В доломитах часты слои с градационной слоистостью мощностью 0,6—3,8 см. Такие породы в американской литературе принято называть аллодапиковыми. При мощности сортированных слоев в несколько сантиметров их относят к дистальным частям турбидитов [Уилсон, 1980; Петтиджон, 1981]. Некоторые пласты обломочных доломитов мощностью 10—80 см образованы зерновыми потоками.

Седиментационные брекчии сложены угловатыми, удлиненными таблитчатыми, реже изометричными обломками размером по длинной оси 1—11 см, по короткой — 0,5—3 см. Удлиненные обломки ориентированы параллельно, иногда бывают изогнуты. Последнее обусловлено тем, что движению и брекчированию породы подверглись в слабо литифицированном состоянии. Обломки образуют 70—75% породы. Тип цемента поровый и соприкосновения. По данным термического анализа, чаще обломки и цемент имеют одинаковый состав — кальцит, хотя в последнем примерно в 2 раза больше некарбонатной примеси, достигающей 4,5%. На разных стратиграфических уровнях обломки в брекчиях имеют разный состав. Это очень мелкозернистые известняки, реже обломочные доломиты. Цемент имеет очень мелкозернистую структуру. Он представлен зернами кальцита величиной 0,03—0,1 мм с включениями обломков карбонатов псаммитовой и мелкой псеффитовой размерности. Седиментационные брекчии образовались за счет правитационных перемещений пастообразными потоками. Отложения правитационных потоков встречены только в северо-восточной полосе — структурно-фациальной зоне поздневендского заложения.

К кокбулакской свите приурочено двенадцать биостратиграфических зон трилобитов среднего — верхнего кембрия и нижнего ордовика (снизу вверх): *Ptychagnostus atavus*, *Goniagnostus nathorsti*, *Lejopyge armata*, *Lejopyge laevigata*, *Kormagnostus simplex*, *Glyptagnostus stolidotus*, *Glyptagnostus reticulatus*, *Lotagnostus* — *Hedinaspis regalis*, *Agnostus scrobicularis*, *Micragnostus mutabilis*, *Paraceratopyge asiatica*, *Hysterolemus sarysaiensis*. Следует подчеркнуть, что свита в пределах Б. Каратау имеет разный возраст. Так, в СЗ Каратау она ограничивается временем от верхов среднего кембрия до верхнего кембрия включительно, а в Ц. и ЮВ Каратау — большим возрастным объемом от низов среднего кембрия до нижнего тремадока включительно [Ергалиев, 1965, 1971а]. Такое скольжение границ кокбулакской свиты подтверждено И. Ф. Никитиным и др. [1978].

Начало изучения стратиграфии кембрия М. Каратау относится к 40-м годам и связано с именами П. Л. Безрукова, Б. М. Гиммельфарба, В. А. Соколова. Ими впервые была найдена кембрийская фауна. Позже в исследовании кембрия участвовали С. Г. Анкинович, Г. А. Ярмак, К. А. Лисогор, В. Г. Королев, Б. М. Келлер, Н. В. Покровская, Г. Х. Ергалиев, В. В. Миссаржевский, А. М. Мамбетов и др. Ими выработана современная стратиграфия кембрийских отложений региона, установлены все отделы. В настоящее время они имеют прекрасную палеонтологическую характеристику и расчленены на ярусы и зоны.

Зональная шкала нижнего кембрия разработана Г. Х. Ергалиевым и Н. В. Покровской по трилобитам [Ергалиев, Покровская, 1977; Ергалиев, 1979, 1980], В. В. Миссаржевским и А. М. Мамбетовым — по хиолитам и хиолительминтам [Миссаржевский, Мамбетов, 1981], среднего — верхнего кембрия — Г. Х. Ергалиевым [1980]. Предложенная Г. Х. Ергалиевым ярусная и зональная шкала верхнего кембрия, разработанная по кыршабактинскому разрезу, постановлением МСК СССР в 1982 г. принята как официальная для геологической службы Советского Союза, а сам разрез — как стратотипический для указанного отдела кембрийской системы [Постановления..., 1983, вып. 21].

Литолого-геохимическое исследование фосфоритоносной чулактауской свиты было проведено К. Т. Табылдиевым и Л. Ф. Чербяновой [Табылдиев, 1966, 1973; Табылдиев, Чербянова, 1972, 1976; Чербянова, 1973, 1977]. Литостратиграфическому положению и условиям образования фосфоритоносной и карбонатной толщ М. Каратау посвящены работы А. М. Тушиной [1973], В. Н. Холодова [1973], Э. А. Еганова, Ю. К. Советова [1979] и др. Разрезы кембрия региона изучаются геологами Жанатасской геологоразведочной экспедиции ПГО Южказгеология. С 1972 г. в обработке материалов биостратиграфии кембрия участвуют С. П. Конева, Т. Б. Байторина, Г. П. Абаимова, литологическое изучение проводит К. Т. Косанов.

К кембрию в М. Каратау относятся отложения чулактауской и шабактинской свит, имеющих между собой согласные взаимоотношения.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Томмотский ярус

Чулактауская свита. Отложения свиты образуют четыре полосы выходов, параллельно простирающиеся в трех блоках — Большекаройском, Малокаройском и Аксайском. Во всех блоках чулактауская и перекрывающая ее шабактинская свита падают на северо-восток под углом 30—85°. Лишь в средней части Малокаройского блока в районе род. Жетымтал, ур. Аюсоккан и к северо-западу от г. Дегерес, по данным А. Т. Тансыкбаева, наблюдаются небольшие антиклинальные и синклинальные складки, иногда с опрокинутыми крыльями. Чулактауская свита трансрессивно налегает на различные слои большекаройской, тогузбайской, малокаройской и кенгобысайской толщ верхнего докембрия и, в свою очередь, согласно сменяется однообразной карбонатной шабактинской свитой.

В основании чулактауской свиты залегают так называемые нижние доломиты (беркутинская свита, по В. Г. Королеву), хорошо выдержан-

ные по простираанию. Они отмечаются почти по всему бассейну и содержат в нижней части маломощные базальные конгломераты и конгломерато-брекчии, являются маркирующим горизонтом, мощность которого колеблется от 2—3 до 10—15 м. Выше с неровным волнистым контактом располагается пачка кремней (3—35 м), которая прослеживается почти по всему бассейну и является хорошим маркирующим горизонтом, так как отличается цветом, большой крепостью и гладкой поверхностью. Еще выше с постепенными переходами следует продуктивный горизонт — толща фосфоритов (пластовые фосфориты, прослой кремнистых, фосфатно-кремнистых, фосфатно-известково-кремнистых сланцев, линз доломитов и фосфоритовых конгломератов). Мощность его от 0 до 50—60 м. Горизонт хорошо картируется среди серых карбонатных пород, а на закрытых площадях обнаруживается по щебенке, которая на поверхности выветривания имеет бледно-синий и голубоватый цвет. Выше залегает железомарганцевый горизонт (бурые доломиты и доломитизированные известняки, интенсивно обогащенные, особенно в нижней части, карбонатами железа и марганца) мощностью до 5 м. Горизонт также имеет региональное распространение, но местами частично размыт, как это наблюдается в районе месторождения Коксу. Мощность свиты 5—115 м. Строение свиты фактически является ее разрезом. Разрезы свиты неоднократно приводились в работах П. Л. Безрукова [1941, 1954], Б. М. Гиммельфарба [1965], Б. М. Гиммельфарба, Б. С. Соколова [1954], Б. М. Гиммельфарба, А. М. Тушиной [1969], Г. Х. Ергалиева, Н. В. Покровской [1977], Э. А. Еганова, Ю. К. Советова [1979], В. Г. Сагунова [1971], К. Т. Табылдиева, Л. Ф. Чербяновой [1972], А. Н. Несипбаева и др. В трудах этих же исследователей имеются сведения по литологии, геохимии и генезису фосфоритов.

В свите отмечаются следующие литологические разности пород.

Нижние доломиты — желтовато-серые и серые массивные, иногда плитчатые, кристаллические породы. В них намечается трехчленное деление. В основании лежат доломитовые брекчии и конгломераты, в состав обломочного материала которых входят кварц, туффиты, песчаники, яшмоиды, кремни, реже гранитоиды. Средний слой представлен мелко-среднезернистыми доломитами с примесью песчано-правильного материала. Верхняя часть сложена «чистыми» мелкозернистыми разностями. Переход между слоями постепенный. Доломиты обычно микрозернистой или среднезернистой структуры с зернами кварца, халцедона округлой или угловатой формы размером до 0,4 мм. В верхней части разреза в них наблюдаются включения фосфоритных оолитов и небольшие линзы и желваки черных кремней, иногда содержащих повышенные концентрации фосфорного ангидрида. Средний химический состав нижних доломитов по ряду месторождений таков (%): P_2O_5 — 1,03—2,87; CO_2 — 29,0—38,5; CaO — 26,48—32,2; MgO — 12,0—17,55; SiO_2 — 6,0—21,92; Fe_2O_3 — 0,45—4,68; Al_2O_3 — 0,62—1,29.

Кремни темно-серого и черного цвета, массивные, плитчатые, представлены двумя разновидностями.

Спонголитовые кремни состоят из спикул губок удлиненно-каплевидной формы (0,05—0,4 мм), сложенных криптозернистым кремнистым материалом. Спикулы расположены беспорядочно и составляют от 30 до 80% пород. Пространство между ними заполнено кремнеземом криптозернистой или микрозернистой структуры с примесью черного углеродистого вещества.

Микрозернистые кремни сложены раскристаллизованным (до

0,01—0,03 мм) агрегатом халцедона с примесью фосфатного, железистого, терригенного материала. В средней и верхней частях кремниевой пачки повсеместно встречаются фосфоритовые слои криптозернистой структуры. Содержание основных химических компонентов в кремнях колеблется (%): P_2O_5 — 0,43—9,62; CO_2 — 2,57—7,72; CaO — 5,25—20,5; MgO — 1,14—3,31; SiO_2 — 50,2—83,56; Fe_2O_3 — 0,6—2,23; Al_2O_3 — 0,6—3,57.

Фосфориты — зернистые породы от массивных до плитчатых, серого, темно-серого до черного цвета, содержащие от 10 до 37% пятиоксида фосфора. Они состоят из оолитовых фосфатных образований и мелких фосфоритовых зерен размером 0,05—0,25 мм, сцементированных карбонатным, фосфатным, кремнистым материалом. Встречаются карбонаты, кварц, халцедон, реже плагиоклаз, калиевый полевой шпат, гидрослюда и др. По структурным особенностям фосфориты бывают мелкозернистыми (0,5—0,25), разнозернистыми (0,1—1,0 мм), правильными (1,0—10 мм) и конгломератовыми (более 10 мм).

Сланцы — желтовато-серые, серые, фиолетовые, тонко рассланцованные породы кремнисто-глинистого и карбонатно-глинистого состава, содержащие до 5—10% P_2O_5 .

Железомарганцевые доломиты — плотные породы, порой слоистые, бурые, сильно ожелезненные и марганцовистые, фосфористые, мелкозернистой структуры, с включениями линзочек и тонких слоев железисто-марганцовистых пизолитов, темно-серых фосфоритов и прожилков кварца. Химический состав железистых доломитов (%): P_2O_5 — 5,9—16,4; CO_2 — 8,1—27,9; Fe_2O_3 — 5,7—18,2; MnO — до 2,5; MgO — до 7,48 и н. о. — 8,7—39,7.

Накопление нижних доломитов протекало как в спокойных условиях седиментации, так и при сильных придонных течениях, о чем свидетельствуют массивные и косослоистые текстуры доломитов. Этот горизонт образовался в обстановке фации сильных волноприбойных движений, разнонаправленных течений и малоподвижных вод.

Спонголитовые кремни отнесены к фации спокойной седиментации с периодическими, очень слабыми течениями и слабыми постоянными волнениями. Мелкозернистые кремнистые породы с фосфатом соответствуют фации слабых течений, с которыми связан привнос глинистого и фосфатного материала.

Криптозернистые фосфориты относятся к фации спокойных вод, лишенных каких-либо волнений. Мелкозернистые фосфориты, отличающиеся хорошей сортировкой, соответствуют фации однонаправленных слабых подводных течений и волнений. Отложения разнозернистых, до гравелистых фосфоритов соответствуют фации активных течений, а образование грубообломочных разностей связано с перемывом в условиях волноприбойных движений.

Формирование ожелезненных и омарганцованных доломитов связано с лагунно-мелководными условиями и относится к фации спокойной гидродинамической обстановки. Перечисленные типы пород чулактауской свиты, по данным Л. Ф. Чербяновой [1977], относятся к макрофации прибрежно-морского мелководья.

Последующее осадконакопление бурых доломитов происходило при углублении бассейна.

Чулактауская свита относится к томмотскому ярусу на основании находок многочисленной фауны хиолитов, хиолительминтов, томмотид, конодонтов, анабаритов и других окаменелостей [Миссаржевский, Мам-

бетов, 1981]. Однако спорным остается возраст нижних доломитов. Многие исследователи, в том числе В. В. Миссаржевский и А. М. Мамбетов, относят их к верхнему венду. Нами нижние доломиты на основании находки *Chancelloria* sp. в районе ур. Жилан помещаются в основание нижнего кембрия [Ергалиев, Покровская, 1977, с. 7].

НИЖНИЙ, СРЕДНИЙ И ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

К этим отделам относятся отложения нижней половины шабактинской свиты. Они согласно залегают на чулактауской свите и распространены на тех же участках. Свита целиком сложена доломитами, известняками и их переходными разностями. По данным химических анализов и петрографических исследований установлено, что разрез шабактинской свиты складывается чистыми карбонатными породами, в которых отсутствуют терригенные компоненты. Разрезы кембрия в Большекаройском, Малокаройском и Аксайском блоках несколько различаются по составу и мощности. Мощность кембрийской части шабактинской свиты колеблется в пределах 600—1300 м.

Шабактинская свита детально изучена и хорошо охарактеризована фаунистически. Ее нижнекембрийская часть описана в работе Г. Х. Ергалиева и Н. В. Покровской [1977], где приведены разрезы почти всех участков развития свиты с послойными списками фауны и монографическое описание трилобитов. Хиолиты, хиолительминты, гастроподы, конодонты и другие органические остатки неясного систематического положения из этой части шабактинской свиты и подстилающей чулактауской изучены В. В. Миссаржевским и А. М. Мамбетовым [1981]. Средне- и верхнекембрийская часть шабактинской свиты наиболее полно фаунистически охарактеризована в Аксайском блоке в нижнем течении рр. Кыршабакты, Шабакты, по сухому логу Батырбай. Наиболее детально с послойными сборами палеонтологических остатков изучен разрез по р. Кыршабакты в 28 км от г. Жанатас. Этот разрез в 1982 г. принят Пленумом МСК СССР в качестве стратотипического для ярусного и зонального расчленения верхнего отдела кембрия и установления его границ со средним кембрием и ордовиком. Разрез детально описан в работах Г. Х. Ергалиева [1979, 1980, 1981]. Описание разреза нижней половины шабактинской свиты* дается по ярусам.

Нижнекембрийская часть шабактинской свиты (120—140 м), изученная на месторождениях Ушбас, Коксу и Жанатас, по трилобитам, беззамковым брахиоподам, хиолитам, хиолительминтам и др. отвечает трем ярусам нижнего кембрия: атдабанскому, ботомскому и тойонскому.

Атдабанский ярус представлен преимущественно массивными доломитами и известняками, иногда плитчатыми, с прослоями тонкослонистых песчанистых и глинистых известняков, песчанистых доломитов, с желваками и редкими прослоями кремней. Включает три местные биостратиграфические зоны: *Ushbaspis* sp. 1, *Hebediscus orientalis* и *Ushbaspis limbata*. Мощность 30—45 м.

Ботомский ярус — толща плитчатых известняков, внизу алевроитопесчанистых, вверху окремненных и доломитизированных. Охватывает зону *Redlichia chinensis* — *Kootenia gimmeljarbi*. Мощность 60—70 м.

Тойонский ярус состоит из глинистых известняков и доломитов и включает зону *Prowomania asiatica*. Мощность, вероятно, 10—15 м.

* Литологическое расчленение этой части разреза на три подсвиты Э. А. Егановым и Ю. К. Советовым [1979] на площади трех блоков не выдерживается.

Средне- и верхнекембрийская часть шабактинской свиты разреза по р. Кыршабакты отвечает следующим ярусам.

Амгинский ярус представлен массивными доломитами и доломитизированными известняками в нижней части, сменяющимися выше средне- и тонкоплитчатыми мелкозернистыми, реже глинисто-доломитистыми, углеродисто-глинистыми тонкослоистыми известняками с редкими прослоями глинисто-известковистых сланцев. Включает зоны *Pegonopsis? ultimus*, *Ptychagnostus atavus* и *P. intermedius*. Мощность 50—100 м.

Майский ярус в нижней части состоит из таких же пород, что и верхи амгинского. Затем они сменяются разноплитчатыми известняками, комковатыми и пелитоморфными, со слоями (мощностью 0,5—6 см) глинистых и глинисто-известковистых сланцев на плоскостях напластования. Ярус объединяет зоны *Ptychagnostus punctuosus*, *Goniagnostus nathorsti*, *Lejopyge armata* и *L. laevigata*. Мощность 90—100 м.

Аюсокканский ярус представлен однообразными пелитоморфными известняками, толсто- и среднеплитчатыми, реже тонкоплитчатыми. На поверхности наслоения известняков наблюдаются слои глинистых и глинисто-известковистых сланцев мощностью 0,5—6 см. Включает зоны *Kormagnostus simplex* и *Glyptagnostus stolidotus*. Мощность 50—100 м.

Сакский ярус в нижней части состоит преимущественно из средне- и тонкоплитчатых, реже толстоплитчатых, пелитоморфных и комковатых известняков с редкими пластами так называемых «бамбуколистных» известняков. В середине разреза они сменяются средне- и крупнозернистыми известняками, глинисто-доломитистыми и глинистыми известняками, средне- и толстоплитчатыми, слоистыми, местами косослоистыми, с пластами (от 0,5 до 1,5 м) брекчированных и комковатых слоистей. На поверхностях напластования часто наблюдаются волноприбойные знаки. Для глинисто-доломитистых известняков наряду с массивной и брекчиевидной характерны оползневые и косослоистые текстуры. Сакский ярус объединяет пять зон: *Glyptagnostus reticulatus*, *Innitagnostus inexpectans*, *Acutagnostus acutatus*, *Pseudagnostus curtare* и *Ivshinagnostus ivshini*. Мощность его 130—260 м.

Аксайский ярус в нижней трети представлен теми же породами, что и верхняя часть сакского яруса. Выше развиты преимущественно массивные, иногда биогермные, плитчатые известняки с подчиненными слоями глинистых, глинисто-песчанистых, алевритистых известняков. Известняки характеризуются брекчиевидной, оползневой и неяснослоистой текстурой. Ярус охватывает пять зон: *Pseudagnostus pseudangustilobus*, *Eurudagnostus kazachstanicus*, *Eurudagnostus ovaliformis*, *Neoagnostus quadratiformis* и *Agnostus scrobicularis*. Мощность 190—380 м.

ОРДОВИКСКАЯ СИСТЕМА

Ордовикские образования широко развиты как в Б. Каратау, так и в М. Каратау. Они согласно залегают на кембрийских толщах, слагая с ними единые структуры. Вместе с тем фациально-литологические особенности отложений ордовика этих районов существенно различны. Для Б. Каратау характерен практически полный разрез, представленный кремнисто-глинистыми образованиями в низах и терригенными — в верхах. В М. Каратау развиты карбонатные отложения, отвечающие тремадоку, аренигу и лланвириу. Терригенные образования, сопостав-

ляемые с лландейло и низами карадока, известны на ограниченной площади.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ

Первые находки ордовикской фауны в Б. Каратау были сделаны Г. А. Зенченко в 1932 г. по р. Бешарык, где она собрала верхнеордовикские брахиоподы. Граптолиты впервые обнаружены в ЮВ Каратау И. И. Халтуриной и М. В. Тащиной в 1941 г. по р. Канай. В последующем их изучением занималась О. Н. Халецкая. В СЗ Каратау граптолиты были найдены Н. П. Суворовой в 1944 г. по р. Карагур. Позже их сборами занимался Г. И. Макарычев, определением — В. И. Павлинов. В Ц. Каратау первые граптолиты были собраны Г. Х. Ергалиевым в 1961 г. по р. Кызылата. Описания ордовикских отложений Б. Каратау приведены в работах Г. И. Макарычева [1957], С. Г. Анкиновича [1961], И. Ф. Никитина [1972], И. Ф. Никитина, Д. Т. Цая, О. И. Никитиной [1978] и др.

В настоящем очерке определения сделаны по замковым брахиоподам — О. И. Никитиной, Л. Е. Поповым, по беззамковым брахиоподам — С. П. Коневой, Л. Е. Поповым, по трилобитам — М. К. Аполлоновым, Г. Х. Ергалиевым, по граптолитам — Д. Т. Цаем, по конодонтам — С. В. Дубининой, Л. С. Тимофеевой. Литологическое описание выполнено Н. А. Азербайевым.

Ордовикские отложения здесь представлены всеми отделами, более широко распространены в СЗ Каратау, где протягиваются непрерывной полосой более чем на 160 км при ширине до 25 км от г. Даут на северо-западе до р. Суындык на юго-востоке. Лучшие разрезы вскрываются на рр. Бала-Саускандык, Карагур и Суындык, а также в районе сухого русла р. Акжар. В Ц. и ЮВ Каратау отложения ордовика лучше изучены по рр. Балачаян, Канай, Жиланды, Кулан, Шиликты.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Кокбулакская свита (верхняя часть) представлена чередованием серых и темно-серых плитчатых известняков с прослоями известковистых аргиллитов. Мощность слоев известняков 20—40 см, аргиллитов 10—15 см. Вверх по разрезу количество аргиллитов увеличивается. Фаунистически охарактеризованные разрезы известны по рр. Карагур, Суындык, Арпаозен, Кызылата и в районе р. Карабас в ЮВ Каратау. Из органических остатков встречены трилобиты *Bicornipyge bicornis* Lis., *Hysteroleues asiaticus* Lu, *Machairagnostus* sp., беззамковые брахиоподы *Broeggeria* sp., *Acrotretidae*, *Eurytreta* sp., конодонты *Drepanodus proteus* Lind., *D. pristinus* Viira, *Oneotodus* cf. *variabilis* Lind., *O. altus* Viira, которые указывают на верхнетремадокский возраст. Мощность тремадокской части разреза колеблется от 50 до 100 м. Следует отметить, что в СЗ и Ц. Каратау верхняя часть кокбулакской свиты соответствует тремадоку, в ЮВ Каратау верхи свиты датируются аренигом. Доказательством служат находки граптолитов и конодонтов в разрезе по южному склону г. Карабас, где в самых верхах пачки переслаивающихся известняков и аргиллитов собраны раннеаренигские *Pendeograptus pendens* (Elles), *Tetragraptus approximatus* (Nich.), *T. acclinans* Keble, *T. harti* (Hall), *Expansograptus* sp., *Oistodus gracilis* Lind., *Periodon flabellum* (Lind.). Мощность аренигской части разреза 15 м.

Верхняя часть кокбулакской свиты отнесена к фации известково-глинистых осадков гипабиссальной равнины. На фоне осаждения карбонатных илов происходила пульсационная подача глинистых илов. Постепенно количество глинистого материала увеличивалось, и карбонатакопление было полностью подавлено.

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Камальская свита подразделяется на две пачки. Нижняя представлена зеленовато-серыми, зелеными, темно-серыми аргиллитами, иногда известковистыми. Мощность колеблется от 20 до 70 м. Возраст ее ранее определялся как тремадокский [Решения... , 1957; Анкинович, 1961] на основании находок в горах Джебаглы органических остатков, определенных как праптолиты *Triograptus osloensis* Monsep. Однако позже выяснилось, что это спиккулы губок.

В настоящее время фауна собрана по всей полосе развития нижней пачки (рр. Аксумбе, Бала-Саускандык, Карагур, Суындык, Чаян, Кызылата, Кулан). Обобщенный список граптолитов представляется в следующем виде: *Dichograptus octobrachiatus* (Hall), *Pendeograptus pendens* (Elles), *Tetragraptus bigsbyi* (Hall), *T. serra* (Brongn.), *Phyllograptus anna* Hall, *P. typus* Hall, *Pseudotrigonograptus ensiformis* (Hall), *Expansograptus hirundo* (Salter), *E. similis* (Hall), *E. suecicus* (Tullb.), *Isograptus elegans* Tzaj, *I. maximodivergens* H. et Th. Встречаются также беззамковые брахиоподы Lingulacea, Acrotretidae и многочисленные конодонты. По возрасту нижняя пачка отвечает ареннгу.

Верхняя кремнистая тонкослоистая пачка является маркирующей. Она сложена плитчатыми кремнистыми, глинисто-кремнистыми породами, иногда обогащенными гематитом и марганцем. Окраска пород светлая, кремовая, красноватая, серая, черная. Из органических остатков встречены *Tetragraptus bigsbyi* (Hall), *T. quadibrachiatus* (Hall), *Phyllograptus typus* Hall, *Pseudotrigonograptus ensiformis* (Hall), *Expansograptus* sp., *Acrograptus cognatus* (H. et Th.), *Glyptograptus dentatus* (Brongn.), *Pseudoclimacograptus romanovskiyi* Keller, *Glossograptus acanthus* E. et W., *Paraglossograptus tentaculatus* (Hall). Реже отмечаются беззамковые брахиоподы и конодонты. Возраст верхней пачки определен как лланвирнский. Общая мощность пачки от 20 до 60 м. Нижняя граница свиты проводится в основании аргиллитов с праптолитами лежащей выше пачки переслаивания известняков и аргиллитов, верхняя — по кровле кремней. В качестве опорных для СЗ Каратау предлагаются разрезы по рр. Карагур, Суындык, а для ЮВ Каратау — разрез в районе г. Карабас.

В камальской свите выделены два литологических типа пород, слагающих самостоятельные пачки, связанные постепенным переходом.

Аргиллиты — темно-серые и зеленовато-серые, плотные, неразмочающиеся, с шероховатым изломом, большей частью кливажированные породы. В микроскопе видна тонкодисперсная масса, состоящая из агрегата тонкочешуйчатой мусковитоподобной слюды, слабодвупреломляющего хлорита и криптозернистого кремнезема. Неравномерно распределены редкие обломки кварца и реже полевых шпатов величиной до 0,06 мм. В некоторых разностях рассеяны гидроокислы железа. Встречаются зерна аутигенного пирита и лейкоксена. Химический состав характеризуется повышенным содержанием SiO₂, составляющим 70,64%;

Al_2O_3 содержится 11,8%, Fe_2O_3 — 2,84%, FeO — 3,69%, CaO — 0,86%, MgO — 4,04%, TiO_2 — 0,34%, K_2O — 2,13%.

Кремнистые породы представлены только яшмами. Преобладают глинистые яшмы, встречаются слои собственно яшм. Иногда эти породы находятся в тонком чередовании. Наряду с темно-серой отмечаются красновато-коричневые разности, обогащенные окислами железа. В низах разреза слюдястых минералов больше, в средней части — меньше, в верхах их количество снова увеличивается. В микроскопе эти породы обнаруживают органогенную структуру. Основная масса состоит из слабополяризующегося криптозернистого и микрозернистого агрегата кварца. Остатки радиолярий размером 0,1—0,4 мм составляют до 45% породы. Отмечаются чешуйки мусковитоподобной слюды, количество которой увеличивается в глинистых яшмах. Иногда присутствуют зерна карбоната и шестиугольные срезы пирита размером 0,2—0,3 мм, частично замещенного гидроокислами железа. Тонкая слоистость обусловлена разным соотношением биогенного кварца и чешуек слюды, реже присутствием тонкорассеянных минералов железа и марганца. Встречаются кремнистые конкреции, состоящие из микрозернистого кварца в кремнисто-глинистом агрегате. Химический состав яшм характеризуется высоким содержанием SiO_2 (84,44%), небольшим количеством Al_2O_3 (1,27%), которое связано со слюдястыми минералами глин, содержанием MgO (0,62%), CaO (2,88%), несколько повышенным для яшм содержанием P_2O_5 (0,71%). Железомарганцевый модуль составляет 25,89. Здесь он несколько выше, чем в аналогичных породах карауирской свиты, где составляет 8—12 [Азербайев, 1978], что может быть обусловлено слабым ожелезнением. Отложения камальской свиты образовались из глинистых и кремнистых радиоляриевых илов, формировавшихся в обстановке гипабиссальной равнины.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Суындыкская свита, как и камальская, слагает узкие антиклинальные складки. Свита подразделяется на две пачки. Нижняя, существенно алевролитовая, начинается пестроцветными лиловыми и голубовато-серыми алевролитистыми аргиллитами и алевролитами, которые сменяются светло-зелеными и зелеными разностями. Мощность пачки 50—100 м. Верхняя представлена чередованием тонко- и мелкозернистых кварцево-полевошпатовых зеленоватых песчаников и алевролитов мощностью 150 м.

Суындыкская свита согласно лежит на камальской. Верхняя граница проводится в основании однообразной флишоидной толщи по появлению гравелитов, конгломератов и мощных пластов песчаников. Общая мощность свиты 80—250 м. Лучшие разрезы находятся в СЗ Карау по рр. Карагур и Суындык.

Возраст свиты датируется как лландейло-карадокский на основании находок граптолитов *Dicranograptus nicholsoni* Нопк., *D. ramosus longicaulis* Lapw., *Glyptograptus euglyphus* (Lapw.), *Climacograptus* sp., *Orthograptus* sp.

Тонкое чередование глинистых алевролитовых песчаников, вероятно, образовалось из нефелоидных «облаков» придонной взвеси, перемещавшейся над плоскими гипабиссальными равнинами. Такие «облака» могут быть связаны с деятельностью суспензионных потоков или возникать независимо от них [Мурдмаа, 1979].

Бешарыкская свита наиболее широко развита в СЗ Каратау, где протягивается полосой шириной 15—20 км от г. Актау на северо-западе до верховьев рр. Суындык и Жамантас на юго-востоке. Представлена свита флишоидным переслаиванием полимиктовых и реже кварцево-полевошпатовых зеленовато-серых, зеленых песчаников и алевролитов. Встречаются пласты гравелитов и конгломератов. Характерно наличие на плоскостях напластования знаков ряби и гироглифов. Часто наблюдаются градационная и косая слоистость, подводно-оползневые текстуры. Отмечается фациальная изменчивость пород по простиранию с северо-запада на юго-восток. В северо-западных разрезах количество песчаного материала увеличивается по сравнению с юго-восточными. Нижняя граница проводится условно по появлению мощных песчаных пачек, верхняя определяется основанием тюлькубашской свиты девона.

В Ц. и ЮВ Каратау отложения бешарыкской свиты известны там же, где отложения суындыкской. Лучше всего изучены разрезы в последнем районе, где они хорошо охарактеризованы фауной. Возраст свиты на основании находок брахиопод и трилобитов *Kassinella globosa* M. Bor., *Sowerbyella* ex gr. *sericea* Sow., *Catazyga* ex gr. *headi* (Bill.), *Strophomena ajagusensis* M. Bor., *Dinorthis* sp., *Austinella* sp., *Parabasilicus vodoresovi* (Web.) наиболее вероятно отвечает дуланкаринскому горизонту верхнего ордовика. Так как фауна находится в верхней части свиты, не исключено, что ее нижняя часть является среднеордовикской. Мощность свиты 600—1500 м.

В качестве опорного принят разрез, составленный В. А. Запорожцем по р. Куланши [Геология СССР, 1971, т. XL, с. 116]. Разрез представляет собой мощную толщу переслаивающихся зеленовато-серых тонко- и мелкозернистых песчаников и зеленых, темно-серых алевролитов. Мощность слоев песчаников 10—30 см, реже 80 см, алевролитов — 5—25 см. В верхней половине разреза в плотных известковистых конкрециях и темно-серых алевролитах с игольчатой отдельностью встречены брахиоподы и трилобиты *Dinorthis* sp. nov., *Catazyga* ex gr. *headi* (Bill.), *Rhynchotrema* sp., Orthidae, Ampyxidae, Asaphidae, а также гастроподы.

В СЗ Каратау в нижней части бешарыкской свиты выявлены проксимальные части турбидитов [Петтиджон, 1981], или ближнего флиша [Вассоевич, 1957; Градзинский и др., 1980], и отложения зерновых потоков, являющихся глубоководными конусами выноса подводных каньонов.

Поступление больших масс обломочного материала и большая скорость осадконакопления привели в среднем — позднем ордовике к компенсации и постепенному обмелению палеобассейна Б. Каратау.

МАЛЫЙ КАРАТАУ

Здесь ордовикские отложения широко распространены на всей площади, участвуют в строении трех тектонических блоков — Большекаройского, Малокаройского и Аксайского, подразделяемых на несколько более мелких структур [Ярмак, 1971]. Ордовик представлен главным образом различными карбонатными породами, слагающими верхнюю часть шабактинской свиты тамдинской серии*. Лишь на северо-

* Э. А. Еганов и Ю. К. Советов [1979] подразделяют верхи шабактинской свиты на карашатскую и актаускую подсвиты.

востоке Аксайского блока обнажается среднеордовикская терригенная жырыкаузская свита. Полоса выходов ордовикских отложений протягивается более чем на 100 км от р. Бабаата на северо-западе до оз. Бийликоль на юго-востоке при ширине полосы до 20 км.

Первые находки фауны из тамдинской серии (трилобиты нижнего ордовика) описаны В. Н. Вебером [1932, 1948]. В шестидесятых годах исследованием стратиграфии и трилобитов ордовика занималась К. А. Лисогор [1960, 1966а, б, 1971, 1974, 1977]. Позднее пограничные отложения кембрия и ордовика в опорных разрезах по р. Кыршабакты и по логу Батырбай изучал Г. Х. Ергалиев [1979, 1980]. Пограничный интервал, а также разрез ордовика по логу Батырбай изучали М. К. Аполлонов, М. Н. Чугаева и др. [Аполлонов, Чугаева, 1982, 1983, 1983; Конева, Попов, 1983; Никитин, Попов, 1983].

Фауна ордовика М. Каратау описана В. Н. Вебером, К. А. Лисогор, Г. Х. Ергалиевым, М. Н. Чугаевой, М. К. Аполлоновым (трилобиты), С. В. Дубининой, Т. Б. Байториной, А. М. Жилкайдаровым (конодонт), С. П. Коневой, Л. Е. Поповым (беззамковые брахиоподы), И. Ф. Никитиным, Т. Б. Рукавишниковой (замковые брахиоподы), В. Д. Малиновской, З. Г. Балашовым (цефалоподы), В. А. Востоковой (гастроподы).

НИЖНИЙ — СРЕДНИЙ ОТДЕЛЫ

Шабактинская свита. Верхняя часть свиты, отвечающая ордовика, распространена на всей территории М. Каратау. Она сложена карбонатными породами с незначительными прослоями глинистого вещества. В Аксайском блоке основную роль играют известняки с пластами и пачками доломитов в верхней половине разреза. В Большекарыйском и Малокарыйском блоках разрез представлен доломитами и доломитизированными известняками с пластами и пачками известняков.

Для тремадокской части разреза Аксайского блока характерны серые, черные, желтовато-серые плитчатые известняки с прослоями массивных толстослоистых разностей, нередко имеющих обломочное строение. В разрезе по логу Батырбай доломиты и доломитизированные известняки встречаются в верхней части отложений, сопоставляемых с тремадоком. К юго-востоку количество доломитов увеличивается. На северо-западе Аксайского блока, в низовьях руч. Батырбайбулак, известны пачка черных тонкоплитчатых мелкозернистых известняков с тремадокской фауной [Лисогор, 1977, обн. 236] мощностью более 160 м. Такие тонкоплитчатые известняки в других разрезах Аксайского блока не наблюдались.

В тремадоке в разрезе по логу Батырбай выделяются трилобитовые слои с *Euloma limitaris* — *Baturaspis* (с конодонтами *Cordylodus proavus* и др.), слои с *Dikelocephalina*, слои с *Trinodus* и слои с *Szechuanella* — *Apatokephalus* [Аполлонов, Чугаева, 1982 и др.].

Можно полагать, что в Большекарыйском и Малокарыйском блоках тремадоку отвечает не охарактеризованная фауной толща серых и светло-коричневых толстоплитчатых мелкозернистых и афанитовых доломитов мощностью 250—300 м. Эта толща Э. А. Егановым и Ю. К. Советовым рассматривается как верхняя часть карашатской подсвиты шабактинской свиты.

Аренигская часть разреза хорошо охарактеризована трилобитами и конодонтами только в Аксайском блоке. В разрезе по логу Батырбай этот интервал представлен массивными толстослоистыми доломитами

и известняками и пачками известняково-доломитовых брекчий и темных тонкоплитчатых известняков. С низами аренига сопоставляются слои с *Nileus* с конодонтами *Drepanoistodus forceps*, *D. deltifer*, *Paroistodus proteus* и др. Выше в арениге выделяются слои с *Bathyriscops* — *Taihungshania*. Верхи этих слоев отвечают примерно середине аренига (конодонтовая зона *Prioniodus evae*). Для верхов аренига и лланвирна слои не выделены. Мощность этой части разреза составляет примерно 800 м, из которых в разрезе по логу Батырбай обнажено 350 м. В Большекарройском и Малокарройском блоках аренигская часть разреза представлена толщей чередующихся толстоплитчатых и массивных серых известняков и доломитов. Фауна здесь редка. В разрезе по р. Тентексай в Большекарройском блоке К. А. Лисогор [1971] указывает находку цефалопод *Elesmeroceras* sp., *Picnoceras* sp., *Proteroceras karatauensis* Mal. (определения В. Д. Малиновской) и гастропод *Lophospina*.

Лланвирнская часть разреза широко представлена во всех блоках. Практически повсеместно она сложена светло- и темно-серыми массивными и толстоплитчатыми известняками с пачками и пластами доломитов. Разрезы этой части шабактинской свиты наблюдаются в ряде пересечений Большекарройского и Малокарройского блоков от р. Тамды на юго-востоке и далее на северо-запад (рр. Коктал, Актогай, Беркуты, Коксу, Ушбас). Верхняя граница лланвирнского яруса, совпадающая с кровлей шабактинской свиты, известна лишь на северо-востоке Аксайского блока в районе гор Жырыкауз. Здесь выше согласно залегает терригенная жырыкаузская свита, относимая к лландейло и нижнему карадоку. Граница лланвирнских и аренигских отложений проводится условно из-за слабой палеонтологической характеристики этого интервала. Лланвирнский возраст верхов шабактинской свиты обоснован найденными еще В. Н. Вебером [1932, 1948] трилобитами из тамдинского горизонта *Pseudosphaerexochus asper* Web., *Hystriocurus binodosus* Web., «*Apatokephalus*» *assai* Web. и др. Кроме того, с этого уровня известны многочисленные брахиоподы, гастроподы и цефалоподы [Лисогор, 1971]. Верхняя часть этого интервала ранее относилась К. А. Лисогор [1971 и др.] к лландейло и сопоставлялась с караканским горизонтом. Однако в настоящее время эти отложения в Казахстане принято считать лланвирнскими [«Решения...», 1976]. Мощность лланвирнской части разреза составляет 900—1000 м, а общая мощность ордовикской части шабактинской свиты достигает 2000 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Жырыкаузская свита развита узкой полосой вдоль северо-восточного борта Аксайского блока. Она протягивается примерно на 20 км; однако на большей части площади породы свиты сильно рассланцованы, что нередко вызывает сомнения в принадлежности к ней наблюдаемой здесь толщи зеленых сланцев. Лучшие разрезы наблюдались в районе г. Актау и Жырыкауз. Свита согласно с постепенными переходами залегает на шабактинской свите. Опорный разрез составлен на северо-восточном склоне г. Актау в ядре флексуорообразной антиклинальной складки. Свита отчетливо подразделяется на две части. Нижние 107 м представляют собой чередование пачек зеленых аргиллитов мощностью по 3—10—15 м с пластами известняков по 1—3—5 м. На этом интервале встречено девять пластов известняка. Далее прослеживается монотонная толща часто чередующихся слоев зеленых алевролитов и аргилли-

тов. Эта часть разреза лучше обнажена в логе, разделяющем г. Актау и Жырыкауз. Алевролиты обычно имеют мощность от 1 до 10 см (редко до 20 см), в то время как аргиллиты представлены слоями по 3—5—15—20 см (редко до 25—30 см). В этой пачке встречены три пласта известняка мощностью 1—2 м. Эта часть толщи имеет мощность около 400 м. В самых верхах выделяется пачка средне- и грубозернистых полимиктовых песчаников мощностью около 20 м. Общая мощность свиты около 530 м.

В интервале 14—30 м от основания свиты М. К. Аполлоновым обнаружены и собраны беззамковые брахиоподы, которые в отдельных известковистых разностях образуют ракушняковые прослои (обн. Ф-579). Л. Е. Попов отсюда определил *Lingulella* и *Elkaniidae*. Многочисленные брахиоподы, но худшей сохранности обнаружены также в нескольких интервалах.

В основании свиты в алевролитах и тонких (до 1—2 см) слоях известняка (обн. 2653, 600) А. П. Шарпковым в 1980 г. и С. П. Коневой в 1981 г. собраны беззамковые брахиоподы, среди которых С. П. Коневой определены *Obolidae*, *Elkaniidae*, *Aksaetreta* gen. nov. (очень близкая к *Conotreta*). Здесь же отмечаются редкие, плохой сохранности праптолиты. Такие же беззамковые брахиоподы собраны К. Т. Косановым, С. П. Коневой, Т. Б. Байториной, А. Жилкайдаровым в 1981 г. в обн. 2051 (обн. Ф-579). Фауна указывает на ордовикский, скорее всего, среднеордовикский возраст вмещающих отложений. А. И. Мироновым и Г. Х. Ергалиевым в средней части свиты найдены праптолиты плохой сохранности, не уточняющие, по заключению Д. Т. Цая, возраста внутри среднего ордовика.

Наиболее вероятным представляется лландейло-нижнекарадокский возраст свиты, поскольку она согласно сменяет шабактинскую свиту, верхи которой имеют лланвирнский возраст. Кроме того, жырыкаузская свита по формационному типу близка суындыкской свите Б. Каратау, относимой к лландейло и нижнему карадоку.

Можно констатировать, что вблизи границы лланвирна и лландейло произошла резкая перестройка тектонических условий и палеогеографической обстановки. Прекратилось накопление карбонатных пород, начавшееся в докембрии и практически не прерывавшееся с начала кембрия. Это можно связать с активизацией движений начала лландейло, которая привела к поднятию Улытау-Мойынкумского срединного массива и временному погружению территории М. Каратау. Поскольку устойчивый срединный массив воздымался постепенно и медленно, терригенные осадки были тонкозернистыми, чем отличались от разновозрастных флишеподобных образований других районов.

ДЕВОНСКАЯ СИСТЕМА

Девонские отложения широко распространены в Каратау. Они представлены континентальными и лагунными образованиями среднего и верхнего отделов. Морские карбонатные осадки характерны только для фаменского яруса Б. Каратау.

Впервые отложения фамена были установлены по фауне в Б. Каратау в 1874 г. Г. Д. Романовским, позднее, в 1924—1930 гг., расчленены на ярусы М. М. Бронниковым, В. Н. Вебером, Д. В. Наливкиным. Открытие месторождений, приуроченных к карбонатным разрезам фамена и нижнего турне, вызвало необходимость их геологического изу-

чения. Работы Л. Н. Балавинского, Н. Л. Бубличенко, М. С. Быковой, В. В. Галицкого, В. С. Малых, И. И. Машкары и др. 1933—1939 гг. не потеряли своего значения до настоящего времени. Этими исследователями была составлена первая схема расчленения фамена, которая являлась основой картирования и поисков новых месторождений.

В последующие 30 лет, начиная с 1947 г., стратиграфию и органические остатки изучали И. Т. Александрова, Т. А. Алдабергенов, Л. В. Беляков, В. Ф. Беспалов, В. В. Бронгулеев, В. С. Булыго, Ф. Я. Валеев, В. В. Галицкий, М. В. Гзовский, О. С. Грум-Гржимайло, В. А. Запорожец, Л. И. Каплун, Э. С. Кичман, М. М. Марфенкова, Н. М. Митряева, Б. В. Поярков, Н. М. Салов, Н. Н. Севрюгин, А. И. Сидяченко, Э. Т. Турсункулов, В. Н. Хижняк, З. П. Щербакова, В. В. Эз, О. В. Юферев и др. В результате исследований обоснованно выделены морские отложения фамена, несколько условно — среднего девона. Более древних, фаунистически охарактеризованных образований девона в Б. Каратау не установлено. Однако имеются указания В. В. Галицкого [1971] о находке одиночного коралла в мраморизованных известняках среди кристаллических сланцев г. Чаулинчи, залегающих под песчаниками тюлькубашской свиты.

В ядре Бессазской антиклинали алевролитопесчаниковую толщу тюлькубашской свиты [Похвиснева, 1959], содержащую оливиновые трахибазальты, Л. В. Беляков [1969] отнес к нижнему — среднему девону. Н. Н. Севрюгин и др. (1979 г.) эти же отложения выделили в кезенскую свиту нижнего — среднего девона. Кроме того, спорно и недостаточно обоснованно выделение среднего — верхнего девона Н. Н. Севрюгиным и др. (1979 г.) из протерозойских кемброордовикских отложений вблизи ГКР. Возраст определен в широком диапазоне (девон — турне) по скудным брахиоподам — *Spiriferidae*, собранным из известняков по р. Алмалы (заключение Л. И. Каплун). По нашему мнению, в тектонических клиньях по рр. Алмалы, Карагур, г. Акмая заложены породы разного возраста, о чем свидетельствует литологический состав: черные филлиты и углеродистые сланцы, туфы и эффузивы основного состава, доломиты и известняки.

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Тюлькубашская свита. Терригенная красноцветная толща [Вебер, 1935] широко распространена на северо-западном окончании Б. Каратау (Актау, Карамурун, Алтуайт, Шалкиясай, Акуюк, Бешарык, Жанкургонозен и др.). В Ц. Каратау отложения слагают ядра антиклиналей: Бессазской, Кызылатинской, Миргалимсайской. В ЮВ Каратау свита обнажается в разрезах Дарбаза, Байжансай, Ашасай, Иректау, Балабугунь, Караунгур. Почти на всей территории Б. Каратау терригенные породы свиты с размывом и несогласием залегают на пенепленизированной поверхности рифея — ордовика. Отложения свиты В. Н. Вебер [1935] расчленил на конгломератовую и песчаниковую толщи, в последующем разделенные на четыре подсвиты: песчаниково-алевролитовую, конгломератовую, песчаниковую и подсвиту переслаивания.

Песчаниково-алевролитовая подсвита впервые описана Е. А. Похвисневой [1959] в ядре Бессазской антиклинали. Известна она и в Мын-

булакской синклинали. В ее составе преобладают темно-серые с фиолетовым оттенком алевролиты, аргиллиты, песчаники, линзы конгломератов, горизонты темно-зеленых и темно-серых диабазовых и андезитовых порфириров. Мощность от десятков до 400 м в приразломной части. Стратиграфическое положение подсвitys спорно. Е. А. Похвисневой она включена в нижнюю часть тюлькубашской свиты.

В основании *конгломератовой подсвitys* залегают красноцветные полимиктовые разногалечные конгломераты, содержащие гальку различных сланцев, известняков, доломитов, песчаников, алевролитов, кислых и основных эффузивов. Повсеместно отмечается галька рифейских, кембрийских и ордовикских отложений. Размер галек от 3—10 см до валунных. Мощность подсвitys по р. Боялдыр составляет 400 м, увеличивается к северо-западу до 800 м и уменьшается к юго-востоку до 50—70 м.

В составе *песчаниковой подсвitys* преимущественно развиты красноцветные мелко- и среднезернистые аркозовые песчаники со слоями зелено-серых полимиктовых песчаников, темно-серых алевролитов, с линзами мелкогалечных конгломератов. В крутых бортах рр. Коккия, Боялдыр, Шилбыр, Алачапан, Чулак, Жидели, Шалкиясай песчаники обычно имеют массивное грубоплитчатое сложение, косую слоистость. Мощность изменяется от 500 до 1500 м.

*Подсвита переслаивания** характеризуется тонким чередованием темно-серых, черных, вишнево-красных, фиолетовых алевролитов и ярко-зеленых аргиллитов с подчиненными прослоями красно-бурых мелкозернистых песчаников, темно-серых органогенных известняков и черных мелкозернистых доломитов. Разрез подсвitys обнажен и описан в СЗ Каратау в ур. Бестобе вблизи Мынбулакского надвига Ф. Я. Валеевым и Т. А. Алдабергеновым (1965 г.). Мощность разреза 670 м.

При микроскопическом изучении полимиктовых песчаников, составляющих основную часть разреза тюлькубашской свиты, обнаружены обломки (0,3—0,6 мм) кремнистых, серицитовых пород, кварца, полевого шпата, микрофельзита, измененных порфириров, чешуек реликтов биотита. Цемент — поровый, состоит из серицита, хлорита, небольшого количества кварца и рудного материала. Форма зерен — угловатая. Алевролиты по составу обломков близки к песчанкам, присутствует мусковит, турмалин, апатит. Величина обломков 0,1 мм. Аргиллиты имеют криптозернистую структуру и состоят из глинистого агрегата, крипточешуйчатого серицита, криптозернистого карбоната, обломков кварца, серицито-кремнистой породы.

В отложениях верхней подсвitys собраны редкие, плохой сохранности остатки флоры. В. В. Галицкий [1971] в сводке по геологии Южного Казахстана обобщил все данные, касающиеся возраста красноцветных образований. Ископаемые остатки пелеципод, брахиопод, кораллов, строматопор, филлопод, флоры, по заключению Д. В. Наливкина, Л. И. Каплун, М. С. Быковой, А. И. Лесовой, Н. И. Новожилова, М. Ф. Нейбург, характеризуют возраст отложений тюлькубашской свиты как средний — верхний девон. Произвести более точную возрастную датировку тюлькубашской свиты не представляется возможным. Как и в региональной схеме стратиграфии девона, возраст ее индексируется средним девоном.

* М. М. Марфенкова предлагает отнести к корпешской пачке по сходству литологического состава и возраста органических остатков.

Франский ярус

Корпешская пачка наиболее широко распространена в Ц. и СЗ Каратау. Особенности — аргиллитовый состав, преимущественно голубовато-зеленая окраска, тонкослоистость — отличают разрезы этой пачки от ниже- и вышележащих отложений. Переход от алевролитов тюлькубашской свиты постепенный, но нередко нижний и верхний контакты осложнены нарушениями. На крыльях Ушайрыкской, Карабулакской, Хатынкамальской антиклиналей породы свиты деформированы, превращены в брекчии аргиллитового состава, в которых обломочный материал (5—20 см) распределен неравномерно и сцементирован тем же аргиллитовым материалом. Значительную часть разреза корпешских образований составляют желто-бурые алевролиты, мелкозернистые песчаники и линзы органогенных известняков с фораминиферами верхнего девона — *Parastegnammina tenuissima* Pojark., *P. cf. pseudocamerata* Pojark.

Песчаники по составу близки к таковым тюлькубашской свиты. Алевролиты состоят из угловатых и окатанных обломков, цементируемых карбонатно-глинистым материалом. Преобладают зерна кварца, листочки мусковита, плагиоклаза, магнетита и гематита. Размер обломков 0,1—0,01 мм. В аргиллитах устанавливается слоистая текстура, глинистая основная масса с обломками серицита, хлорита, кварца, апатита, турмалина, эпидота, циркона размером 0,01—0,05 мм. Мощность корпешской пачки в Б. Каратау изменяется от 40 до 100 м.

Отложения корпешской пачки недостаточно охарактеризованы фауной, в связи с чем возраст условно принимается как франский ярус* [«Решение...», 1976].

Фаменский ярус

Отложения яруса занимают значительную часть Б. Каратау от г. Даут на северо-западе до Таласского Алатау на юго-востоке. На юго-западном склоне фаменские образования вскрыты множеством скважин. В 26 изученных разрезах (Жанкурганозен, Шалкиясай, Акуюк, Бешарык, Биресек, Курсай, Икансу, Карасай, Хатынкамал, Ашасай, Келинчек, Аксуран, Дарбаза, Байжансай и др.) четко выражены особенности отложений фамена: карбонатный состав — известняки различных типов, доломиты, мергели с примесью терригенного материала. Контакты фамена с подстилающими отложениями устанавливаются не повсеместно, но там, где они фиксируются, наблюдаются постепенные переходы тонкослоистых корпешских желто-бурых аргиллитов с линзами черных известняков в типичные карбонатные породы фаменского яруса. С северо-запада на юго-восток в разрезах фамена устанавливается фациальная изменчивость. Этот фактор был использован Л. Н. Балавинским (1933—1936 гг.) при выделении турланской, Н. Л. Бубличенко и В. С. Малых (1936—1938 гг.) — биресекской, И. И. Машкарой [1939] —

* Л. Н. Балавинский (1936 г.), В. В. Бронгулеев [1961], В. В. Галицкий [1971] включали отложения корпешской пачки в базальные слои фамена. М. М. Марфенкова сопоставляет терригенные образования корпешской пачки с разрезом дарьинской свиты нижнефаменского подъяруса Ц. Казахстана.

келинчекской, И. Т. Александровой (1957 г.) — кызылатинской, М. В. Гзовским (1955—1957 гг.) — аксуранской фацый*.

Анализ фактических материалов свидетельствует о четырех типах разрезов фамена в Б. Каратау: 1) известняково-мергельного (турланская фация), 2) известняково-доломитового (кызылатинская фация), 3) кремнисто-карбонатного (шалкиинская фация), 4) терригенно-известнякового (аксуранская фация). Другие типы разрезов представляют собой смещение фаций за счет взаимопереходов пород. Разрез турланской фации по р. Карасай принят нами за опорный в Б. Каратау. По нему следует устанавливать сходство и различие СЗ и ЮВ Каратау. Фаменный возраст карбонатных отложений и расчленение их на нижний и верхний подъярусы по фораминиферам, конодонтам и брахиоподам не вызывает сомнений.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАРАТАУ

Существуют две принципиально различные стратиграфические схемы фамена Ц. Каратау. По схеме Л. Н. Балавинского и В. В. Галицкого фаменские отложения сложены шестью (первоначально восемью) известняково-мергельными пачками (снизу): шушаковская, курусайская, акжарская, уртандинская, ачисайская и акбулакская. Наличие в районе Ачисая второй сходной по последовательности напластования, составу, мощности пачек и фауне известняково-мергельной толщи фаменского яруса объясняется тектоническим сдвиганием по пологим надвигам. Противоположная схема фаменских образований предложена В. В. Бронгулевым [1961], А. И. Сидяченко [1962], по которой разрез разделяется на 18 пачек, объединенных в четыре свиты (хантагинская, хатынкамальская, куркебайская и амансайская). В основу схемы В. В. Бронгулева положены материалы по разрезам рр. Карасай, Хатынкамал, Икансу (северное крыло Хатынкамальской антиклинали). Сходно построенными свитами являются хантагинская и хатынкамальская.

Расчленение фаменских отложений и установление их объема представляют исключительную сложность. Решение этой проблемы имеет важное значение, так как связана она с поисками и разведкой стратиформных месторождений полиметаллов. Изучение опорных разрезов хантагинской и хатынкамальской свит подтвердило сходство состава, последовательности пачек в разрезе, мощности, комплексов конодонтов, фораминифер, брахиопод и соответственно идентичность и одновозрастность разрезов обеих свит. В надвиговых зонах по рр. Карасай, Хатынкамал, Шилбыр и др. изучены разрезы, по которым В. В. Бронгулеев предполагал разделение двух карбонатных толщ фамена. По составу они аналогичны корпешской пачке. Известняки в непосредственном контакте с корпешскими образованиями и из низов хатынкамальской свиты представлены микрозернистыми и оолитовыми разновидностями, содержат харовые водоросли — *Umbella bella* Masl., *Quasiumbella nana* (Reitl.), известные из пограничных отложений франского и фаменского ярусов Русской платформы и Тянь-Шаня.

Доказательством тектонического сдвигания является характер контакта разрезов фамена, сходство состава и последовательности сло-

* Здесь термин «фация» использован авторами для обозначения определенных типов разрезов. — Прим. редколлегии.

жения. Тектоническое строение Хатынкамальской антиклинали отчетливо отражено на аэрофотоснимке и крупномасштабных геологических картах (рис. 10). По северному крылу ачисайская и акбулакская пачки нижней чешуи (рабатская и боялдырская, по В. В. Бронгулеву) в надвиговой зоне срезаны и подвинуты (перекрыты) под пластину шушаковской (божбамбулакской, по В. В. Бронгулеву) пачки верхней чешуи (аллохтон). В южном крыле антиклинали весь разрез фамена верхней чешуи срезан в тектоническом контакте. Вдоль надвигового шва зажаты два блока нижнего турне, сложенных доломитами и известняками турланской пачки.

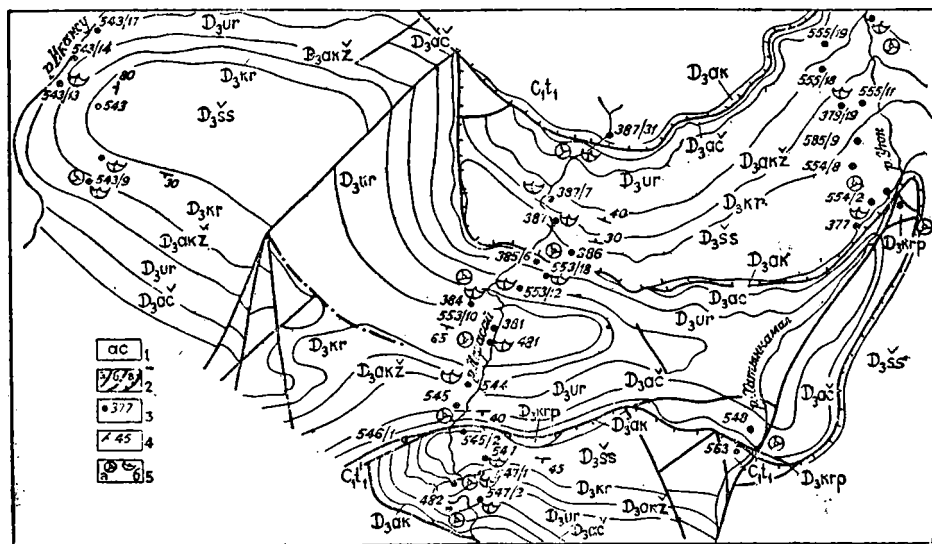


Рис. 10. Геологическая схема Хатынкамальской антиклинали. Составила М. М. Марфенкова с использованием аэрофотоснимков.

1 — индекс пачки: корпешская пачка франского яруса — D₃kr; отложения фаменского яруса: шушаковская пачка — D₃ss; курсайская пачка — D₃kr; акжарская пачка — D₃akz; уртандинская пачка — D₃ur; ачисайская пачка — D₃ac; акбулакская пачка — D₃ak; турнейские отложения — C₁t₁; 2 — тектонические нарушения: а — установленные, б — предполагаемые, в — надвиги; 3 — номера обнажений и местонахождений фауны; 4 — элементы залегания; 5 — фауна: а — фораминиферы, б — брахиоподы

Полученные в последнее десятилетие биостратиграфические материалы подтверждают стратиграфическую схему фаменских отложений Ц. Каратау Л. Н. Балавинского, Н. Л. Бубличенко, В. В. Галицкого. Следует заметить, что две нижние (известняковая и балацкая) пачки последующими исследователями были объединены с шушаковской, и весь этот интервал назван по верхней пачке — шушаковской. В ядре Хатынкамальской антиклинали и по р. Рандасай в тектоническом блоке была описана доломитовая пачка неполной мощности (40—80 м), залегающая согласно с терригенными корпешскими зеленоцветами и представленная черными доломитами и слоистыми известняками. Балацкая мергельно-известняковая пачка здесь хорошо выражена и имеет мощность до 100 м. В известняках этой пачки обнаружены брахиоподы *Cyrtospirifer abai* Sid., *C. ex gr. sulcifer* (H. et Cl.). Правильнее принимать

объем фамена Ц. Каратау из 8 пачек, но из-за недостаточности материалов описание турланской фации фаменского яруса дано согласно «Решению...» [1976].

Турланская фация. Ш у ш а к о в с к а я п а ч к а. Разрез довольно однороден. Преобладают темно-серые и черные массивные микрозернистые, оолитовые и пелитоморфные органогенные известняки с прослоями комковатых, содержащие фораминиферы* — *Parastegnamina pseudocamerata* Pojark., *P. tenuissima* Pojark., *Bisphaera irregularis* Bir., *Parathuramina suleimanovi* Lip., харовые водоросли — *Quasiumbella nana* (Reitl.), *Umbella bella* Masl., конодонты — *Bryanthodus* sp., *Neopriodontus* sp. (по В. Н. Пазухину), брахиоподы — *Junnanellina zuleica* (Nal.), *Mesoplica praelonga* (Sow.). Разрезы шушаковской пачки по-слойно описаны по фр. Икансу, Карасай, Хатынкамал, Уюк. Мощность до 250 м.

Курусайская пачка сложена аргиллитами, мергелями и распространена в разрезах Икансу, Хатынкамал, Тассарай, Карасай, Коккия, северного склона Бельмазарского плато. Черные мергели и табачно-зеленые аргиллиты заключают тонкие слои и конкреции до 5 см (лепешковидные, иногда слоевидные) черных глинистых известняков. В мергелях и глинистых известняках обильны мелкие брахиоподы и цилиндрические ортоцератиды. Характерны *Camarotoechia turanica* (Rom.), *Plicatifera meisteri* (Peetz.), *Retzia karagandica* Nal., *Adolfia nuraensis* Sim.; конодонты — *Hibbardella* sp., *Hindeodella* sp., *Polygnathus* sp., *Lonchodina* sp. (по В. Н. Пазухину); фораминиферы — архесферы, вицинисферы; харовые водоросли — *Quasiumbella nana* (Reitl.). Мощность пачки в разрезе Карасай 80—150 м.

А к ж а р с к а я п а ч к а представлена исключительно однородными темно-серыми, почти черными, микрозернистыми органогенными известняками, которые четко прослеживаются в рельефе между курусайской и уртандинской мергельными пачками. Характерная особенность — тонкая слоистость и плитчатость до 2—5 см, описанная Л. Н. Балавинским в опорном разрезе у пос. Акжар, подмечалась всеми последующими исследователями в других разрезах и называлась ленточной. Очень редки в разрезе среди плитчатых известняков тонкие слои комковатых черных известняков и мергелей и включения мелких черных конкреций кремней. Во всех разрезах органогенные известняки акжарской пачки содержат разнообразную фауну: фораминиферы — *Bisphaera irregularis* Bir., *Neoarchaesphaera polypora* Antr., *Parastegnamina tenuissima* Pojark., *P. pseudocamerata* Pojark.; конодонты — *Hindeodella* cf. *acuta* Br. et M., *Polygnathus decorosa* Stauff. (по Е. В. Поярковой); брахиоподы — *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Junnanellina triaequalis* (Goss.), *Cyrtospirifer sulcifer* (H. et Cl.), *C. pamiricus* (Reed), *C. calcarius* (Sow.). Мощность пачки изменяется от 30 до 114 м. Наиболее характерный разрез пачки описан М. М. Марфенковой по крыльям Хатынкамальной антиклинали (руч. Карасай).

У р т а н д и н с к а я п а ч к а, состоящая преимущественно из мергелей, узкой полосой прослеживается по характерному зеленовато-желтому или белесому выветрелому элювию. Разрезы сложены однородной толщей тонкослоистых черных мергелей и табачно-зеленых аргиллитов с брахиоподовой фауной. Опорный разрез известен по р. Уртанды. Изве-

* Здесь и далее конодонты определяли В. Н. Пазухин и Е. В. Пояркова; фораминиферы — М. М. Марфенкова; брахиоподы — Л. И. Каплун; аммоноидеи — Б. И. Богословский.

стняки, чаще глинистые, залегают в виде лепешковидных желваков в мергельной массе, реже образуют типичные слои (5—10 см). В разрезах по рр. Икансу, Карасай, Хатынкамал и др. обнаружены брахиоподы — *Camarotoechia turanica* Rom., *C. baitalensis kasachstanica* Rozm., *Cyrtospirifer calcaratus* (Sow.), *C. pamiricus* (Reed.). Фораминиферы представлены редкими архесферами. Мощность 80—100 м, по р. Уртанды до 150 м.

Ачисайская пачка. Прекрасная обнаженность известняков пачки позволяет выделить их во многих участках Ц. Каратау. Особенно отчетливо они прослеживаются и картируются узкой полосой вдоль северного и южного борта Бельмазарской синклинали, у пос. Ачисай, Турлан, на р. Шилбыр, образуя скальные выходы. Разрезы представлены однородными черными мелко- и среднекомковатыми тонкослоистыми до ленточных известняками с брахиоподами и крупными конусовидными ортоцерасами. Комки известняка окаймлены серым и розоватым мергелем, плитки известняка (2—5 см) отделены по плоскостям наслоения также глинистым материалом. В известняках поднадвиговой и надвиговой частей ачисайской пачки обнаружены многочисленные брахиоподы, свидетельствующие по присутствию характерных видов о синхронности верхней части разрезов фамена двух карбонатных толщ. Идентичен состав брахиопод и из известняков верхних пачек двух нижних свит, приведенный В. В. Бронгулевым [1961]. Из 20 видов 10 — общие. Характерный комплекс брахиопод — *Junnanella* cf. *eriksoni* (Grab.), *Cyrtospirifer aquilinus* (Rom.), *C. limatus* Solk., *C. sulcifer* (H. et Cl.), *C. aperturatus* Schl., *C. mirandus* Solk., фораминиферы — *Bisphaera minima* Lip., *Parastegnammina tenuissima* Pojark., *Septatourayella rause-rae* Lip., *Septaglomospiranella grosdilovae* Pojark. Мощность пачки 60—150 м.

Особенности строения ачисайской пачки хорошо выражены в характерных разрезах по южному борту Бельмазарской синклинали (Икансу, Карасай, Уюк).

Акбулакская пачка. Преимущественно мергельно-аргиллитовыми образованиями акбулакской пачки заканчивается разрез фаменского яруса по общепринятой стратиграфической схеме [«Решения...», 1976]. Отложения пачки занимают пониженные участки рельефа, обычно закрытые делювием вдоль северного и южного борта Бельмазарской синклинали, вблизи пос. Турлан и в других разрезах в виде элювиальных фиолетово-черных (в свежем сколе черных) мергелей и темно-серых известняков с крупными коническими ортоцерасами, редкими брахиоподами, остракодами, фораминиферами. Изучить разрез возможно только по керну скважин. Мощность пачки 40—70 м.

По фаунистическим данным нижнефаменскому подъярису соответствуют шушаковская и курсайская пачки, верхнефаменскому — акжарская, уртандинская, ачисайская, акбулакская пачки (рис. 11).

Урзвалин Тассарай Т. М. Дембо (1954 г.) была выделена мало-мощная тассарайская* пачка брекчий и известняков с фаменской фауной, занимающая промежуточное положение между акбулакской и базальной пачками. Т. М. Дембо считал эту пачку основанием турне, В. В. Галицкий [1971] — тектоническим блоком. Подобный блок был описан авторами в 1981 г. по р. Курсай. Брахиоподы по составу сходны с ачисайским комплексом. В других разрезах Ц. Каратау пачка четко

* Э. Т. Турсункулов считает возможным выделить пачку в верхней части фамена.

не прослеживается. Из-за недостаточности данных пачка в объем фамена не включена.

При микроскопическом изучении известняков турланской фации установлена микрозернистая структура основной массы с включением детрита фораминифер, остракод, водорослей, обломков микрофауны, глинистого вещества. Размер обломков менее 0,01 мм. Глинистые известняки содержат в значительном количестве глинистый компонент. Комковатые известняки имеют криптозернистую и пелитоморфную структуру, массивную текстуру и состоят из агрегата пелитоморфного и криптозернистого кальцита, небольшого количества глинистого и тонкодисперсного рудного материала. Обломочный материал, составляющий 10%, представлен кварцем, чешуйками мусковита, биотита, гематита; размер обломков до 0,08 мм. Мергели имеют микрослоистую текстуру и состоят из карбоната с примесью алевритистого материала.

СЕВЕРО-ЗАПАДНЫЙ КАРАТАУ

Кызылатинская фация. Морские карбонатные образования фаменского яруса широко распространены в Майдантальской, Акуюкской, Жертансайской, Шалкиинской, Алтуайтской синклиналях. Разрезы характеризуются фациальной изменчивостью известняков и доломитов. В пределах одной структуры наблюдается неоднократное замещение по простиранию одного состава другим, особенно в приближении к разрезам турланской фации. В. В. Эз (1950 г.) по литологическому различию выделил джилаганатинский и жанкурганский горизонты, позднее объединенные И. Т. Александровой (1957 г.) в кызылатинскую фацию.

Расчленение фаменских отложений на подъярусы в СЗ Каратау произведено на основе фаунистических данных, выделены пачки, одноименные горизонтам В. В. Эза.

Джилаганатинская пачка. В большинстве изученных разрезов (Акуюк, Ушожен, Актобе, Жанкурганозен, Джилаганата, Алтуайт) наблюдается согласный контакт тонкослоистых темно-серых и серо-бурых известняков пачки, чаще плейчатых, с зелено-серыми или красно-бурыми аргиллитами корпешской пачки (40—50 м). Выше идет переслаивание светло-серых микрозернистых слоистых известняков с *Crinoidea*, тонких прослоев (0,5—1 м) светлых и черных доломитов. Верхняя часть по р. Жанкурганозен представлена черными «искристыми» доломитами (160 м).

Разрезы Карамурун, Кызылата, Боялдыр отличаются от описанных преобладанием черных мелкозернистых известковых доломитов. В Алтуайт-Шалкиинской структуре В. А. Запорожцем в комковатых известняках в 1961 г. собраны редкие брахиоподы — *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. ex gr. semisbugensis* Nal.; фораминиферы — *Parastegnamina tenuissima* Pojark., *Bisphaera* sp. Мощность пачки 80—580 м.

Жанкурганская пачка. Преобладание комковатых черных

Рис. 11. Сопоставление отложений фаменского яруса Б. Каратау, по М. М. Марфенковой.

1 — конгломераты, гравелиты; 2 — песчаники; 3 — седиментационные брекчии; 4 — известняки; 5 — доломитистые и доломитизированные известняки; 6 — комковатые известняки; 7 — доломиты; 8 — мергели; 9 — кремни; 10 — фораминиферы; 11 — кораллы; 12 — брахиоподы; 13 — мшанки

известняков с богатой фауной брахиопод — характерная черта пачки. Темно-серые комковатые известняки сложены микрозернистым карбонатным материалом с серым или розовым мергельным окаймлением. Они массивные, толстоплитчатые, с маломощными прослоями кремнистых известняков с брахиоподами и мелкими кораллами. В верхних тонкоплитчатых комковатых известняках содержится многочисленная и разнообразная фауна фораминифер, брахиопод и редких одиночных кораллов. Фораминиферы — *Bisphaera minima* Lip., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Parastegnammina pseudocamerata* Pojark., *Septatournayella rauserae* Lip., *S. (Rectoseptatournayella) sp.*; харовые водоросли — *Quasiumbella nana* (Reitl.), *Q. globula* Reitl.; брахиоподы — *Mesoplica cf. simplicior* Whidb., *Camarotoechia turanica* (Rom.), *Cyrtospirifer konensis* Mart., *C. cf. sulcifera* (H. et Cl.), *C. communis* Sid. Мощность пачки 125—200 м.

Венчают разрез фамена массивные, или толстоплитчатые, мелкозернистые черные доломиты (верхние) с неправильными включениями кремней. Нередко наблюдается замещение этой части разреза комковатыми или доломитистыми известняками. В Алачпанской и Мынбулакской синклиналиях фамен заканчивается черными полосчатыми кремнисто-глинистыми сланцами с иглами ежей, неизвестными в других районах Каратау [Галицкий, 1971]. Мощность отложений жанкурганской пачки по р. Жанкурганозен до 200 м, к северо-западу увеличивается до 400—700 м.

К нижнему фамену отнесена джилаганатинская пачка, к верхнему — жанкурганская.

Отложения фаменского яруса на площади Шалкия — Акуюк — Кайнар характеризуются изменчивостью состава, по-видимому, линзовидным сложением и развитием кызылатинского и собственно шалкинского (Шалкия, Кайнар) типов разрезов. В последнем наблюдается тонкое переслаивание (от 0,5 до 10 см, редко 2—2,5 м) темно-серых доломитов, доломитистых и органогенных известняков, черных углефицированных мергелей, кремнистых туффитов (?) с пиритом (ритмиты). Поскольку разрез явно отличается от других типов, нами он выделяется в *шалкиинскую свиту* (фацию) и по фораминиферам расчленяется на нижне- и верхнефаменский подъярусы. По биостратиграфическим данным в Шалкии устанавливается тектоническое сдвигание разрезов кызылатинской и шалкиинской фаций (аналогично Хатынкамальскому) по Акуюкскому глубинному разлому, вдоль которого (Кайнар — Акуюк — Бурабай — Шалкия) почти полностью срезана джилаганатинская пачка кызылатинской фации. Одновозрастность разнофациальных разрезов определяется по комплексу фораминифер из известняков рудовмещающей толщи и жанкурганской пачки, характерному для отложений верхнего фамена: *Septatournayella rauserae* Lip., *S. praesegmentata* Bog. et Juf., *S. (Rectoseptatournayella) sp.*, многочисленные однокамерные фораминиферы. Мощность разреза 500—900 м.

В кызылатинской фации преобладают доломиты слоистой, узорчатой, псевдоолитовой, микрообломочной текстуры и разнотонкой структуры. Порода состоит из мелких (0,2—0,6 мм) зерен доломита, присутствуют корродированные зерна кварца (0,1—0,5 мм). Основная масса доломитистых известняков состоит из пелитоморфного и тонкозернистого кальцита, доломит наблюдается в виде отдельных зерен размером 0,001—0,1 мм или агрегата мелкозернистого доломита. Зерна доломита имеют лапчатую или изометричную форму.

На площади распространения кызылатинской фации фамена И. Т. Александровой и О. С. Грум-Гржимайло (1956, 1957 гг.) закартированы участки развития турланской фации в разрезах среднего течения р. Бешарык, ущ. Жертансай и отмечены взаимопереходы кызылатинской в биресекскую фацию на юго-востоке. Условной границей, как и принимали предыдущие исследователи, по-видимому, является р. Биресек.

Биресекская (переходная) фация. Этот термин ввел И. И. Машкара [1939]. Наиболее характерные и полные разрезы описываемой фации первоначально изучены по фр. Биресек, Боялдыр, Кантаги, керну скважин месторождений Кантаги, Миргалимсай. Последующими исследованиями строение разреза уточнялось, однако основой расчленения разреза фамена является схема Н. Л. Бубличенко и В. С. Малых (1933—1936 гг.), описание которой приводится ниже.

Переходная пачка. В разрезе пачки преобладают светло-серые микрозернистые доломитистые известняки с брахиоподами — *Cyrtospirifer cf. verneuili* (Murch.). По составу и положению в разрезе они сходны с шушаковской пачкой турланской фации. Постепенный переход от пестроцветной аргиллитовой корпешской пачки фиксируется тонкослоистыми черными мергелями и известняками (до 10 м). Мощность 70 м.

Нижняя известняково-доломитовая пачка в разрезах фр. Биресек, Боялдыр и Туетас, в междуречье Кызылата — Кенможе, в Миргалимсае и Кантаги представлена черными мелкозернистыми доломитами с редкими тонкими прослоями (3—7 м) темно-серых доломитовых и криноидных известняков. Мощность 80—140 м.

Пачка нижекомковатых известняков распространена в разрезе р. Биресек, в полосе Миргалимсай, Кантаги, Карасай. Разрез состоит из черных слоистых комковатых известняков, черных доломитовых и криноидных известняков, содержащих брахиоподы, мелкие кораллы, мшанки, ортоцерасы; брахиоподы — *Camarotoechia turanica* (Rom.), *C. boloniensis* d'Orb., *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *Athyris angelica* Hall; мшанки — *Fenestella karatauensis* Nekh. Мощность 90—130 м.

Пачка первых ленточных известняков (толщина плиток 1,5—2 см) тесно связана с нижележащими комковатыми известняками. При выветривании ленточные известняки дают красно-бурый элювий вследствие разрушения мергелей, окаймляющих комочки известняка комковатовидных известняков. Фауна не найдена. Мощность 10—40 м.

Пачка «ячеистых» известняков сложена комковатыми («ячеистыми») пубоплитчатыми черными известняками. На поверхности наслоения «ячейки» (углубления) иногда густо расположены и напоминают пчелиные соты. В известняках редко встречаются брахиоподы — *Cyrtospirifer ex gr. verneuili* (Murch.), *Productus vlangali* Rom., *P. subaculeatus* Murch. Мощность пачки 10—61 м.

Пачка вторых ленточных известняков по составу ничем не отличается от пачки первых ленточных. Н. Л. Бубличенко указывает на одну ее особенность — отсутствие розовых мергельных примазок, присущих первым. Ко вторым ленточным известнякам приурочены промышленные месторождения Миргалимсай и Кантаги. В тонкослоистых (2—5 см) органогенных известняках впервые собраны брахиоподы, аналогичные сульциферовым слоям верхнего фамена Ц. Казахстана, по

заклучению Л. И. Каплун: *Mesoplica* cf. *simplicior* (Whidb.), *M.* ex gr. *praelonga* Sow., *Camarotoechia* sp., *Cyrtospirifer calcaratus* Sow., *C.* cf. *sulcifer* H. et Cl. Из фораминифер обнаружены многочисленные парастегнаммины. Мощность пачки 5—30 м.

Пачка средних комковатых известняков — черные рыхловатые комковатые известняки с прослойками желтых мергелей, обычно занимают понижения рельефа и не образуют скальных выходов. Брахиоподы плохой сохранности — *Chonetes turlanica* Nal., *Cyrtospirifer* ex gr. *verneuili* Murch. Мощность 26—104 м, средняя — 50 м.

Пачка плитчатых известняков — черные плитчатые (5—10 см) афанитовой структуры, нередко доломитизированные известняки (без мергельных примазок) небольшими гравками и уступами прослеживаются во всех вышеупомянутых участках. Мощность плитчатых известняков 40—70 м.

Пачка верхних комковатых известняков. В основании фиксируются черные комковатые известняки, выше переходящие в черные органогенные известняки с бугристой поверхностью наложения и большим количеством фауны. В Миргалымсае и Кантаги комковатовидные известняки по структуре ближе к плитчатым микрозернистым. Брахиоподы — *Mesoplica* cf. *simplicior* (Whidb.), *Camarotoechia turanica* Rom., *Cyrtospirifer aquilinus* (Rom), *C. verneuili* (Murch.), *Chonetes turlanica* Nal. Мощность 20—56 м.

Пачка верхних ленточных известняков — тонкослоистые черные микрозернистые известняки по положению в разрезе и составу соответствуют акбулакской пачке турланской фации. Мощность 4—20 м.

По фауне к нижнефаменскому подъярусу относятся переходная, нижняя известняково-доломитовая, нижнекомковатая, первая ленточная пачки; к верхнефаменскому подъярусу — «яченстая», вторая ленточная, среднекомковатая, плитчатая, верхнекомковатая, верхнеленточная.

Фациальные различия представляют значительную сложность при корреляции разрезов турланской и биресекской фаций, тем не менее можно произвести сопоставление отдельных пачек, установить последовательность в их смене и синхронность, начиная с курусайской, соответствующей пачке первых ленточных известняков.

ЮГО-ВОСТОЧНЫЙ КАРАТАУ

Отложения фаменского яруса в этом районе распространены на меньших площадях и более полно представлены в разрезах Чаая, Иректау, Аксуран, Байжансай, Дарбаза, Ашасай, междуречье Бозбутака — Коксай, Боролдай. Контакт базальных слоев с зелено- и красноцветами корпешской пачки (Иректау, Бозбутака, Дарбаза) наблюдается редко, чаще он нарушен. М. В. Гзовским (1949—1953, 1959 гг.) в отложениях фамена выделены аксуранская, родничковая, дарбазинская, кызылсанская фации. При послонном изучении разрезов фамена и пересмотре отчетных данных за 1945—1957 гг. в двух типах разрезов из четырех, по М. В. Гзовскому, выявляется близкое сходство с турланской и кызылтинской фациями. Отличительными чертами характеризуются только

аксуранский и дарбазинский типы разрезов, объединенные нами в аксуранскую (терригенно-известняковую) фацию со стратотипом в юго-западном крыле Аксуранской синклинали. Верхние массивные известняки, содержащие турнейские фораминиферы, исключены из фаменских отложений.

Аксуранская фация. В разрезе преобладают породы карбонатного состава, но представлен он по-разному, в связи с чем выделяются аксуранская (месторождения Аксуран, Байжансай) и дарбазинская (месторождение Дарбаза и др.) подфации. Аксуранская подфация характеризуется развитием в нижнем и верхнем фамене серых и темно-серых известковых седиментационных брекчий, комковатых известняков, известковых разнозернистых песчаников и конгломератов. В дарбазинской подфации преобладают темно-серые доломиты, известняки с кремнями. Деление фамена на две части наиболее отчетливо намечается в разрезе Дарбаза и в 3 км юго-восточнее от него, в ур. Пушкарёвском. Нижняя часть названа дарбазинской пачкой, верхняя — пушкарёвской.

Дарбазинская подфация. Дарбазинская пачка. Особенности строения и вещественного состава, палеонтологическая характеристика пачки изучены в 10 разрезах в пределах Аксуранской синклинали. Базальные темно-серые известковые брекчии, переслаивающиеся с черными органогенно-детритусовыми, микрозернистыми и оолитовыми известняками, доломитами, прослеживаются вдоль юго-западного контакта с красно-зеленоцветными корпешскими песчаниками. Выше преобладают черные, буровато-серые и темно-серые микрозернистые и комковато-органогенные известняки, микрозернистые доломиты. В кровлю пачки линзовидно вклиниваются (Байжансай, Аксуран) переслаивающиеся глинистые ленточные известняки, мергели, известковые песчаники и брекчии.

В микрозернистых и комковатых известняках содержатся фораминиферы — *Archaeosphaera minima* Sul., *Bisphaera malevkensis* Bir., *B. elegans* Viss., *Parastegnammina tenuissima* Pojark., *P. pseudocamerata* Pojark.; водоросли — *Quasiumbella nana* (Reitl.), *Umbella globula* Reitl., *Girvanella* sp.; брахиоподы — *Mesoplica praelonga* (Sow.), *M. meisteri* (Peetz.), *Praewaagenoconcha speciosa* (Hall), *Cyrtospirifer tchernyschevi* Khalf., *C. cf. pracumbens* Sim., *Adolfia nuraensis* (Sim.); аммоноидеи — *Cheiloceras (Cheiloceras) verneuili* (Münster), *Paratorleyoceras globosum* (Münster); последние известны из мастеровских слоев Центрального Казахстана (заключение Б. И. Богословского). Мощность 90—320 м.

Пушкарёвская пачка. В ур. Пушкарёвском верхнефаменские отложения существенно карбонатные. Граница с дарбазинской пачкой фиксируется тонким слоем серых кварцевых песчаников, выклинивающихся к юго-востоку. В разрезе Дарбаза в основании пачки прослеживаются среднегалечные конгломераты (от 2 до 50 м) с галькой черных доломитов, песчаников, диабазовых порфиритов. Выше преобладают темно-серые, черные микрозернистые органогенные и детритовые известняки с прослойками водорослевых и оолитовых разностей, желваками кремней и линзами доломитов, мергелей, известковых песчаников, реже брекчий. Глинистые и органогенно-детритовые известняки охарактеризованы фораминиферами — *Auroria ferganensis globula* Pojark., *Paracaligella antropovi* Lip., *Neoarchaeosphaera polypora* Antr., *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Septatournayella rauserae* Lip., *Septaglomospirarella primaeva* (Raus.), *Quasiendothyra communis* (Raus.); водоросли —

Eniseiella-Schuguria flabelliformis Masl. Мощность в стратотипе 260—400 м, в Байжансае — 180 м. Общая мощность отложений фаменского яруса в Аксуранской синклинали изменяется от 400 до 600 м.

К аксуранской фации отнесены и разрезы в Келинчекской синклинали, несколько отличные по преобладанию терригенного материала и значительно меньшей мощности.

По рр. Чайн, Сасык, Большая Бугунь обнажаются чередующиеся пачки темно-серых и черных органогенных известняков и мергелей турланской фации с брахиоподами — *Camarotoechia turanica* (Rom.), *Cyrtospirifer aquilinus* (Rom.); редкими однокамерными фораминиферами. Мощность, возможно, неполная, 500 м.

Дарбазинская пачка соответствует нижнему фамену, пушкарёвская — верхнему.

На южном склоне г. Иректау фаменские отложения представлены переслаивающимися серыми и темно-серыми органогенными микрозернистыми известняками и доломитами с единичными слоями темно-серых алевролитов внизу. Ранее они были выделены М. В. Гзовским (1954 г.) в кызылсанскую фацию. По составу, отличному от аксуранской фации, разрез следует сопоставлять с кызылатинской фацией. Нижние известняки разреза Иректау содержат однокамерные фораминиферы — *Parathuramina suleimanovi* Lip., *Bisphaera minima* Lip., *Neoarchaesphaera polypora* Antr. В сообществе фораминифер верхних известняков помимо однокамерных фораминифер встречены *Septaglomospiranella grosdilovae* Rojark., *Septatournayella rauserae* (Lip.), известные из верхнефаменских отложений других районов СССР. Мощность 240—350; по-видимому, разрез сокращен.

В Боролдае М. И. Арсовски и Н. И. Моднова (1957 г.) в отложениях фамена выделили *текшенскую* и *бугуньскую* свиты.

Черные комковатые и песчаные органогенные известняки со слоями черных мергелей, оолитовых, водорослевых и депритовых известняков текшенской свиты по р. Кши-Каиршоқты содержат редкие фораминиферы и брахиоподы — *Camarotoechia turanica* Rom., *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. aperturatus* (Schl.). Мощность 150—240 м.

Выше залегают отложения бугуньской свиты, в которых по р. Боролдай, у с. Каратас, выделяются две пачки. В нижней преобладают темно-серые и зелено-серые мергели с фауной брахиопод — *Mesoplica praelonga* (Sow.), *Cyrtospirifer verneuili* (Murch.), *C. calcaratus* (Sow.). Мощность 370 м. Верхняя пачка бугуньской свиты сложена темно-серыми, почти черными слоистыми микрозернистыми комковатыми известняками с розоватыми пятнами мергелей. Наиболее характерны брахиоподы — *Cyrtospirifer semisbugensis sphaeroidea* Nal., *C. pamiricus parilis* (Reed.), *C. aquilinus* (Rom.). Мощность пачки 350—420 м. Общая мощность свиты 500—700 м.

Разрез бугуньской свиты по составу и фауне брахиопод сопоставляется с верхней частью турланской фации (З. П. Щербакова, Ф. Я. Валеев, Т. А. Алдабергенов, 1971—1973 гг.).

Приведенные данные подтверждают стратиграфическую схему Ц. Каратау Л. Н. Балавинского и В. В. Галицкого и позволяют коррелировать близкие типы разрезов в отдельной или нескольких структурах. Сопоставление отложений фамена на всей территории Б. Каратау из-за фациального различия возможно только при детальном изучении разных групп фаун. Особое значение приобретают фораминиферы, брахиоподы и мало изученные в этом районе конодонты.

Фаменский ярус

Отложения девона представлены континентальной и лагунной фациями, значительно отличающимися по вещественному составу от одно-возрастных морских отложений Б. Каратау.

В. Н. Вебером [1935] на геологической карте М. Каратау были выделены красноцветные конгломераты и аркозовые песчаники верхнего девона и установлено их трансгрессивное налегание на отложения нижнего палеозоя и древние граниты. Им же был сделан вывод о проведении верхней границы этой терригенной толщи по первому слою известняков и о различии фаций верхнего девона в Каратау за счет существовавшего древнего барьера. Материалы В. Н. Вебера использованы при обобщении геологии Каратау Н. Л. Бубличенко и др. (1938 г.) и картировании (Г. А. Ярмак, Ю. А. Алехин и др., 1954—1962 гг.).

При тематических исследованиях 1979—1981 гг. красноцветный комплекс по положению в разрезе и фациальному сходству скоррелирован с разрезами Чуйской впадины и Бетпак-Далы, охарактеризованных остатками панцирных рыб [Марфенкова, 1974, 1976, 1980]. Из красноцветных песчаников Бестобинской солянокупольной структуры Л. Н. Ржаниковой [1974] выделен верхнедевонский комплекс спор. Подтверждением фаменского возраста красноцветных образований М. Каратау явилась находка флоры в керне А. П. Шарпковым в 1982 г.

Конгломерато-песчаниковая красноцветная толща выделена нами в сулеймансайскую свиту с опорным разрезом по Сулеймансаю, который является наиболее полным, хорошо обнаженным, с четкой нижней и верхней границами.

Сулеймансайская свита. Отложения имеют ограниченное распространение, линейно прослеживаются по северо-восточному борту хребта. В основании разреза свиты по Сулеймансаю, р. Кыршабакты и др. преобладают вишнево-коричневые, розово-серые, красно-бурые аркозовые разногалечные конгломераты, грубо- и мелкозернистые песчаники с редкими слоями зеленовато- и темно-серых тонкозернистых полимиктовых песчаников и алевролитов, несогласно залегающих на древних образованиях и гранитах Бийликольского плутона. В тонкозернистых песчаниках у род. Акмамедбулак найдены остатки флоры *Leptophloeum rotbicum* Daws., широко распространенной в отложениях фаменского яруса Северного Прибалхашья и Северной Америки (заключение М. И. Радченко). Мощность сулеймансайской свиты 200—250 м.

Разнозернистые, преимущественно аркозовые песчаники под микроскопом имеют псаммитовую структуру. Обломочный материал представлен угловатыми обломками кварца, калиевого шпата, микрокварцитов, кремнистых пород размером 0,3 мм. Цемент поровый и соприкосновения.

КАМЕННОУГОЛЬНАЯ СИСТЕМА

Каменноугольные отложения занимают значительную территорию в Каратау. Непрерывные морские разрезы всех ярусов нижнего и нижней части среднего отделов широко распространены, послойно изучены и дробно расчленены. Континентально-лагунные образования нерасчлененного среднего и верхнего отделов развиты ограниченно в М. Каратау. Полная мощность отложений не менее 4200—6000 м.

За последнее десятилетие получены новые материалы, позволившие уточнить, детализировать стратиграфию, произвести зональное расчленение отложений карбона. Границы ярусов и подъярусов установлены по смене фаунистических ассоциаций. Нижняя граница карбона в карбонатных фациях определена по фораминиферовой зоне *Quasiendothyra kobeitusana** в основании турнейского яруса, в карбонатно-терригенных — по сопутствующему этой зоне сообществу фораминифер и другой фауны. Верхняя граница отложений нижнего карбона проведена по подошве зоны *Eostaffella postmosquensis*. Обе зоны для этих возрастных уровней приняты по зональной фораминиферовой шкале СССР [Поставления, 1982].

БОЛЬШОЙ КАРАТАУ

Первые сведения о каменноугольных отложениях в Б. Каратау получены И. В. Мушкетовым и Г. Д. Романовским в 1878—1915 гг. После открытия месторождения Ачисай в 30-х годах здесь работали Л. Н. Балвинский, Н. Л. Бубличенко, В. В. Галицкий, И. И. Машкара, М. С. Волкова. В период 1947—1957 гг. в экспедициях МГРИ и ЦНГРИ принимали участие И. Т. Александра, Л. В. Беляков, В. В. Бронгулеев, О. С. Грум-Гржимайло, М. В. Гзовский, Т. М. Дембо, М. М. Стрчков, В. В. Эз и др. Биостратиграфические исследования проводились О. И. Богуш, О. В. Юфревым, А. М. Куликовой (фораминиферы), А. И. Золкиной (кораллы), М. И. Щербаковой (брахиоподы). Начиная с 1968 г., картирование каменноугольных отложений продолжали геологи ЮКТГУ Т. А. Алдабергенов, Ф. Я. Валеев, Ф. М. Ибрагимов, В. А. Запорожец, Э. С. Кичман, Н. Н. Севрюгин, З. Т. Турсункулов, З. П. Щербакова и др.

По материалам предыдущих исследований выявлены многочисленность и неравноценность стратиграфических схем, в связи с чем возникла необходимость составления единой унифицированной схемы стратиграфии карбона. Новые данные 1969—1981 гг. позволили М. М. Марфенковой [1982] обоснованно разработать зональную стратиграфическую схему карбона, которая удовлетворяет требованиям кондиционного крупномасштабного картирования. Существовавшие пачки и нерасчлененные толщи возведены в ранг свит. Выделены новые биостратиграфические горизонты (рис. 12).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

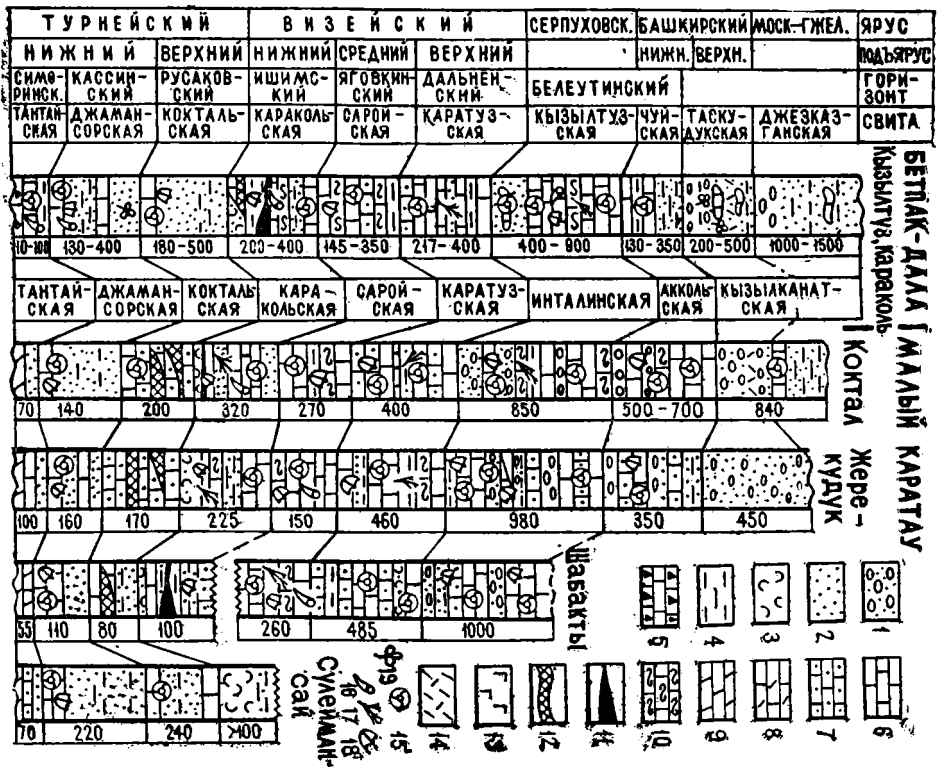
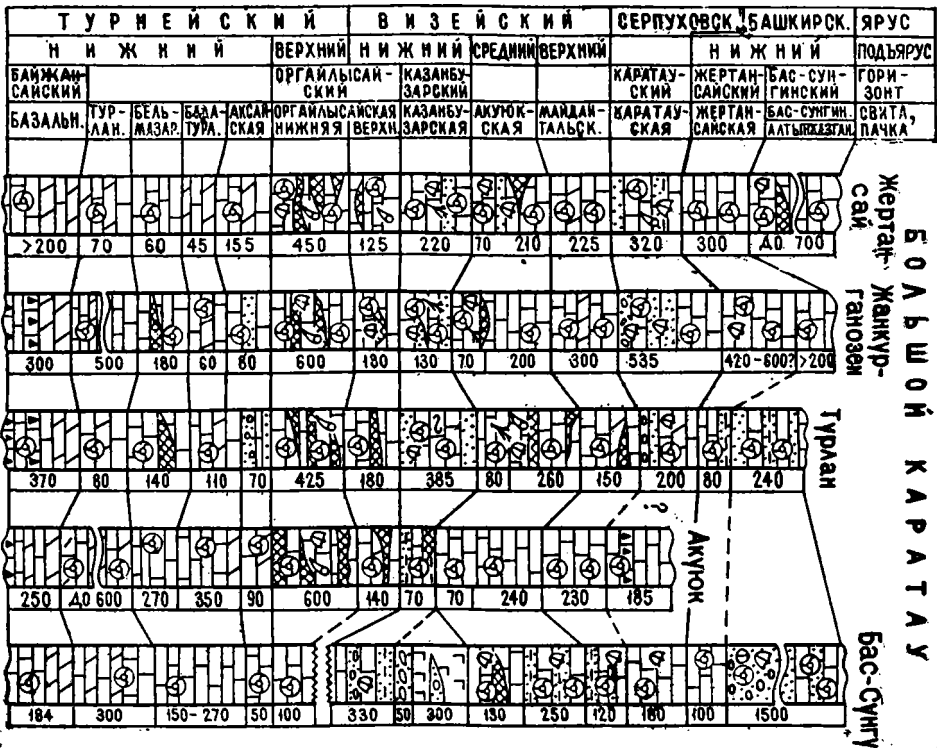
Турнейский ярус

Отложения турнейского яруса в Б. Каратау представлены карбонатными образованиями преимущественно известняково-доломитового состава в нижней части и известнякового — в верхней. По комплексам фораминифер, конодонтов, кораллов, мшанок и брахиопод подразделяются на нижний и верхний подъярусы.

* Здесь и далее фораминиферы определялись М. М. Марфенковой; кораллы — М. С. Быковой; мшанки — А. Г. Пламенской; конодонты — В. Н. Пазухиним; брахиоподы — Н. В. Литвинович, О. Н. Насикановой; флора — М. И. Радченко; споры и пыльца — Л. И. Котовой.

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ РЕГИОНАЛЬНАЯ СХЕМА КАРБОНА БОЛЬШОГО КАРАТАУ, 1976г.		СХЕМА СТРАТИГРАФИИ КАРБОНА БОЛЬШОГО КАРАТАУ, М.М. МАРФЕНКОВА, 1977, 1980-1984г					
ЯРУС	ПОДЪЯРУС	ТОЛЩА, ПАЧКА	ЯРУС	ПОДЪЯРУС	ГОРИЗОНТ (ПРЕДЛОГ)	СВИТА, ПАЧКА, ИНДЕКС	ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ЗОНЫ, КОМПЛЕКСЫ ФАУНЫ
БАШКИРСКИЙ		Толща известняков, песчаников, конгломератов, туффитов	БАШКИРСКИЙ	ВЕРХНИЙ		БАС-СУН-ГИНСКАЯ	Pseudostaffella antiqua
	ПОДЪЯРУС						
НАМЮРСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Толща известняков, песчаников с фауной	НАМЮРСКИЙ	ВЕРХНИЙ	ЖЕРТАНСКИЙ	ЖЕРТАН-САЙСКАЯ С ₂ Zr	Eostaffella postmosquensis
	НИЖНИЙ			КАРАТАУСКИЙ	КАРАТАУСКАЯ С ₁ Kr	Eostaffellina protvae u Globivalvulina parva; брахиоподы-Neospirifer derjawni, Gigantoproductus protvensis	
ВИЗЕЙСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Толща известняков, песчаников с фауной	ВИЗЕЙСКИЙ	ВЕРХНИЙ		МАНДАН-ТАЛЬСКАЯ С ₁ Ma	Endothyranopsis crassa; брахиоподы-Striatifera striata
	СРЕДНИЙ	Толща известняков с кремнями, с фауной		СРЕДНИЙ		АКУЮК-СКАЯ С ₁ ak	Ammarchaedis discus primaevus - Planoarchaedis discus spirillinoides; мшанки-Tabuliporella badamica
	НИЖНИЙ	Казанбузарская пачка		НИЖНИЙ	КАЗАНБУ-ЗАРСКИЙ	КАЗАНБУ-ЗАРСКАЯ С ₁ KZ	Tetrataxis dievi и T. miscalicus; мшанки-Pseudone-matopora turkestanica; брахиоподы-Dictyoclostus deruptus
ВЕРХНИЙ	ОРГАЙЛЫСАЙСКИЙ		ОРГАЙЛЫСАЙСКАЯ	ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА С ₁ OT ₂	Eblanida michoti и Eogloboendothya parva		
ТУРНЕЙСКИЙ	ВЕРХНИЙ	Оргайлысайская пачка	ТУРНЕЙСКИЙ	ВЕРХНИЙ	ОРГАЙЛЫСАЙСКИЙ	НИЖНЯЯ ПОДСВИТА С ₁ OT ₁	Latiendothya turkestanica-Cherhyshinella glomiformis; брахиоподы-Fusella tornacensis
	НИЖНИЙ	Аксайская - Турланская пачка		НИЖНИЙ	АКСАЙ-СКАЯ - ТУРЛАН-СКАЯ ПАЧКА	Бисphaera malevkensis и Earlandia minima; брахиоподы-Spirifer kasak	
	НИЖНИЙ	Искристая базальная пачка		НИЖНИЙ	БАЙЖАН-САЙСКИЙ	БАЗАЛЬНАЯ С ₁ BZ	Quasiendothya kobeytuzana и Q. konensis; конодонты-Palmatolepis gracilis, Besspathodus aculeatus

Рис. 12. Стратиграфическая схема каменноугольных отложений Б. Каратау, составила М. М. Марфенкова



В основании турнейского яруса на одном стратиграфическом уровне по различию литологического состава выделяются две свиты. По ррр. Кантаги и Биресек известняки и брекчии базальной пачки и доломиты «искристой» были объединены в базальную свиту (Н. Л. Бубличенко, 1933 г.). В таком сочетании свита прослеживается и в других районах Б. Каратау за исключением Байжансайской антиклинали (Мынчабырской), где известняковый разрез базальных слоев, соответствующих по объему базальной свите, выделен в байжансайскую свиту и одноименный биостратиграфический горизонт [Марфенкова, 1984б] (рис. 13).

Базальная свита в основании сложена светло-серыми и темно-серыми массивными или брекчиевидными известняками базальной пачки с тонкими прослоями светлых мергелей, редко черных доломитов, почти полностью заместивших известняки на северо-западе (Джилаганата, Акколпын, Орман, Акуюк и др.). Нередко в основании и выше по разрезу наблюдаются линзы карбонатной брекчии (2—8 м). Известняки базальной пачки имеют согласный контакт с черными комковатыми известняками или доломитами фамена. В разрезах Акуюк, Жертансай, Бельмазар, Турлан, Бас-Сунгу и др. известняки содержат однокамерные фораминиферы — *Earlandia minima* Bir., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Paracaligella antropovi* Lip., редкие многокамерные — *Tournayella* cf. *jubra* Lip., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.) и единичные *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.). Остатки брахиопод также редки. В горах Боролдай в ур. Узунбулак-Жайляу в глинистых известняках З. П. Щербаковой в 1972 г. найдены *Mesoplica semisulcata* Nal., *Adolfia talasica* (Vasil.) турнейского возраста (заключение Л. И. Каплун). Мощность 50—120 м.

Характерный разрез «искристой» пачки расположен в южном борту Бельмазарской синклинали, по руч. Уюк, где он был описан И. И. Машкарой [1939]. Разрез существенно доломитовый, представлен переслаивающимися черными мелко- и среднезернистыми доломитами (0,5 м) с включением редких кремней и тонких прослоев доломитистых известняков. В доломитистых известняках обнаружены однокамерные фораминиферы. Известна единственная точка сборов брахиопод [Машкара, 1939] в междуречье Кенкудук — Кантаги. Мощность пачки от 73 до 200 м; базальной свиты — 130—450 м.

Байжансайская свита. В разрезах Аралтау, Иректау, Коксай, Бозбутах, Аксуранской синклинали преобладают светло-серые органогенные известняки с желваками кремней, залегающие согласно на известняках пушкарёвской пачки фамена. Наиболее полно байжансайская свита охарактеризована комплексом фораминифер зоны *Quasiendothyra kobeitusana* и *Q. konensis* и конодонтами зоны *Bespathodus costatus* по юго-западному и северо-восточному бортам синклинали (снизу вверх):

Рис. 13. Сопоставление каменноугольных отложений Б. и М. Каратау, по М. М. Марфенковой.

1 — конгломераты; 2 — песчаники; 3 — кварцевые песчаники; 4 — аргиллиты; 5 — седиментационные брекчии; 6 — известняки; 7 — песчанистые известняки; 8 — доломитистые известняки; 9 — доломиты; 10 — мергели; 11 — угли; 12 — кремни; 13 — трахибазальты; 14 — туффиты; 15 — фораминиферы; 16 — кораллы; 17 — мшанки; 18 — брахиоподы; 19 — флора

1. Серые плотные доломитистые органогенные известняки с кремнями. Фораминиферы — *Septatourneyella rauserae* Lip., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Quasiendothyra cf. kobeitusana* (Raus.), *Q. konensis* (Leb.) *glomiformis* Reitl.; конодонты — *Palmatolepis cf. gracilis* Branson et Mehl 31 м.
2. Серые водорослевые известняки, включения темно-серых кремней. Фораминиферы — *Auroria ferganensis* Pojark., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Quasiendothyra konensis* (Leb.); конодонты — *Palmatolepis gracilis* Branson et Mehl; водоросли — *Schuguria flabelliformis* Antr. 80 м.
3. Светло-серые глинистые мелкозернистые органогенные известняки, тонкие прослои (0,2—0,3 м по элювию) красно-желтых мергелей и тонкозернистых известковых песчаников. Фораминиферы — *Bisphaera irregularis* Bir., *Septatourneyella rauserae* Lip., *S. praesegmentata* Bog. et Juf., *Quasiendothyra kobeitusana* (Raus.) 142 м.
4. Светло-серые органогенно-обломочные известняки с кремнями, прослоями мергелей. Фораминиферы — *Bisphaera malevkensis* Bir., *Cribrosphaeroides ovalis* Pojark., *Septaglomospiranella (Rectoseptaglomospiranella) cf. elongata* Reitl.; конодонты — *Bespathodus aculeatus aculeatus* (Branson et Mehl), *Pseudopolygnatus cf. trigonicus* Ziegler, *Ozarkodina* sp. 35 м.

Мощность разреза 340 м.

Аналогичный пограничный комплекс фораминифер девона — карбона в органогенных известняках установлен А. М. Куликовой (1954 г.) по р. Чаян, на плато Куруджансайляу. О. И. Богуш и О. В. Юферевым [1962] по рр. Бозбутак, Коксай, у северного подножия Бельмазарского плато в массивных известняках обнаружены фораминиферы, идентичные аксуранской ассоциации. Мощность более 200 м.

Вышележащие отложения нижнего турне традиционно [«Решения...», 1976] выделяются в пачки с географическими названиями: турланскую, бельмазарскую, балатурланскую, аксайскую. Однако при последующих исследованиях их следует перевести в ранг свит в связи с тем, что вещественный состав практически однороден в пределах всего Б. Каратау.

Турланская пачка представлена переслаивающимися тонкослоистыми доломитистыми органогенными известняками, черными и светло-серыми мелкозернистыми доломитами, согласно залегающими на отложениях «искристой» пачки. И. И. Машкара [1939] называл эту пачку «полосчатым» горизонтом, Л. Н. Балавинский (1947 г.) — турланским. В известняках турланской пачки по рр. Икансу, Уюк, Акуюк, Жанкурганозен и др. широко развита зона *Bisphaera malevkensis*, в состав которой входит многочисленный и разнообразный комплекс однокамерных фораминифер — *Auroria ferganensis* Pojark., *Bisphaera malevkensis* Bir., *Paracaligella antropovi* Lip., *Parathuramina tuberculata* Lip., *Cribrosphaeroides ovalis* Pojark. Мощность отложений пачки в Ц. Каратау 100—400 м, увеличивается к северо-западу до 600 м.

Бельмазарская пачка (по Л. Н. Балавинскому, 1947 г.) в некоторых разрезах Каратау, особенно в Ц. Каратау, хорошо выделяется по составу, занимает промежуточное положение между известняково-доломитовыми темноокрашенными турланской и балатурланской пачками, с которыми имеет постепенный переход. В бельмазарскую пачку входят серые, светло-серые и темно-серые массивные толстоплитчатые органогенные и органогенно-детритусовые известняки. В СЗ и ЮВ Каратау преобладают серые и темно-серые мелкозернистые доломиты. Известняки в разрезах Бельмазар, Жанкурганозен, Акуюк, Икансу содержат характерный биосферовый комплекс однокамерных фораминифер — *Bisphaera malevkensis* Bir., *Paracaligella antropovi* Lip., *Parathuramina tuberculata* Lip., *Cribrosphaeroides ovalis* Pojark., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.). Мощность пачки 180—700 м.

Балатурланская пачка. И. И. Машкарой [1939] эта пач-

ка называлась «искристо-полосчатым» горизонтом, М. В. Страчковым (1957 г.) — балатурланской пачкой. Отложения широко распространены на всей территории Б. Каратау и представлены переслаиванием черных и серых мелкозернистых доломитов и серых органогенных известняков, содержащих однокамерные фораминиферы — *Archaeosphaera grandis* Lip., *Auroria ferganensis globula* Pojark., *Parathuramina tuberculata* Lip., *P. quadrata* Brazhn. et Vdov. Мощность пачки колеблется от 50 до 450 м, достигая 600 м.

Аксайская пачка. Пестрой окраской отличаются образования, залегающие чаще согласно на балатурланской пачке. Разрез, описанный И. И. Машкарой [1939] как маркирующий горизонт в Турланской синклинали на месторождении Джаман-Ктай, позднее переименован В. В. Эзом (1950 г.) в аксайский. Отложения представлены розовыми, желтыми, лиловыми, красно-бурыми, серыми и темно-серыми известняками, мергелями, песчаниками, иногда с галькой нижележащих доломитов. В отдельных разрезах (Акуюк, Жертансай, Боялдыр, Биресек) наблюдается замещение мергелей пестроокрашенными известняками. На северном крыле Турланской синклинали фиксируется разрыв и, возможно, скрытое несогласие. Охарактеризованы преимущественно однокамерными фораминиферами и единичными *Endothyra (Latiendothyra) latispiralis* (Lip.), *E. paracosvensis* Lip., характерными для верхнего турне. Мощность 20—100 м, увеличивается до 300 м в СЗ Каратау.

В отложениях нижнего турне распространены преимущественно доломиты плитчатой или крупнослойной текстуры (слои от 2 до 15 м), имеющие мозаичную, мелко- или крупнозернистую структуру и состоящие из ромбоэдрических зерен доломита (0,06—0,2 мм), плотно прилегающих друг к другу.

Известняки обычно пелитоморфные, тонко- и мелкозернистые, состоят из кальцита 80—90%, битуминозного вещества.

Верхнетурнейский подъярус

На образованиях аксайской пачки согласно залегают оргайлысайский карбонатный комплекс, который ранее выделялся как литологический горизонт (В. В. Эз, 1950 г.) или как пачка верхнего турне [Галицкий, 1971; Решения..., 1976]. При стратиграфических исследованиях детально изучены, скоррелированы по составу и комплексам фораминифер многочисленные разрезы (Тегистык, Акуюк, Жертансай, Жанкурганозен, Турлан, Аралсай и др.), и оргайлысайская пачка была возведена в ранг свиты со стратотипом по р. Акуюк. Выявленный комплекс фораминифер положен в основу выделения одноименного биостратиграфического горизонта [Марфенкова, 1984 б]. В связи с тем, что возрастной объем свиты и соответственно горизонта отвечает верхнему турне — основанию нижнего визе, автор предлагает разделить их на разновозрастные подсвиты и подгоризонты.

Нижнеоргайлысайская подсвита по характеру разреза и составу резко выделяется на всей территории Б. Каратау. Обычно в составе подсвиты содержатся черные органогенные известняки с желваками и слоями кремней, скоплением крупных одиночных кораллов. Залегание на аксайской пачке согласное, за исключением отдельных участков (Мынчабыр, Караадыр), где в основании подсвиты встречены линзовидные слои конгломератов и песчаников (Н. Н. Севрюгин и др., 1979 г.). В известняках разрезов Акуюк, Жертансай, Жанкурганозен, Турлан и др.

выявлен многочисленный (35 видов) комплекс фораминифер зоны *Endothyra (Latiendothyra) turkestanica* и *Chernyshinella glomiformis* — *Ch. subrotunda* (Malakh.), *Tournayellina beata* (Malakh.), *Endothyra (Latiendothyra) latispiralis* (Lip.), *Planoendothyra compta* (Schlyk.), *Palaeospiroplectamina tchernyshinensis* (Lip.).

В первом слое известняка из разреза Жертансай собраны брахиоподы позднеурнейского возраста — *Tomiproductus elegantula* Tolm., *Schuchertella lens* White. Верхняя часть разреза по яру Жанкурганозен и Акуюк содержит — *Marginatia burlingtonensis* (Hall), *Dictyoclostus deruptoides* Sag., *Spirifer tornacensis* Kon., *Palaeochoristites cinctus* Kon. В разрезах Тегистык и Акуюк многочисленны одиночные кораллы — *Siphonophyllia cylindrica* (Scul).

По фораминиферам, кораллам и брахиподам обосновывается возраст отложений как верхний турне и корреляция их с разновозрастными комплексами преимущественно фораминифер европейской части СССР, Средней Азии, Западной Европы. Мощность в разрезе Акуюк 450 м, в других разрезах — от 100 до 800 м.

Визейский ярус

Визейские, преимущественно карбонатные образования широко развиты в ядрах синклинальных структур: Акуюкской, Тегистыкской, Казанбузарской, Жертансайской, Майдантальской, Турланской, Актаской, Кашкаратинской и др. По смене фаунистических сообществ в отложениях визейского яруса выделяются три подъяруса. Нижнему подъярусу соответствует верхнеоргайлысайская подсвита и казанбузарская свита, среднему — акуюкская свита, верхнему — майдантальская свита.

Нижневизейский подъярус

В отложениях *верхнеоргайлысайской подсвиты* преобладают черные и темно-серые органогенно-детритовые известняки с желваками и прослоями (0,1—0,7 м) черных кремней, обилием одиночных кораллов. Сообщество фораминифер составляет 31 вид; 20 видов входит в ранневизейский комплекс зоны *Globoendothyra (Eogloboendothyra) parva* и *Eblanaia michoti*. Наиболее характерны *Brunsia spirillinoides* (Gr. et Leb.), *Dainella chomatica* (Dain), *Paradainella dainelliformis* Brazhn. et Vdov., *Planoendothyra rotai* (Dain), *Endothyra (Latiendothyra) latispiralis* (Lip.), *Globoendothyra (Eogloboendothyra) orelica* Vdov., *Endothyranopsis paraconvexa* (Brazhn. et Rost.), *E. convexa* (Raus.), появляются первые примитивные тетрааксисы, *Endothyra prisca* Raus. et Reitl., *E. similis* Raus. et Reitl. По общности ассоциации фораминифер устанавливается соответствие с ранневизейской зоной VIa стратотипа Западной Европы и разновозрастными отложениями европейской части СССР, Средней Азии. Приуроченность своеобразного сообщества фораминифер к этому стратиграфическому интервалу выявляется во всех разрезах (Акуюк, Жертансай, Жанкурганозен, Турлан, Аралтау и др.).

Мощность *верхнеоргайлысайской подсвиты* в разрезе Акуюк 270 м, общая мощность подсвиты 40—300 м, в Боролдае 200—800 м.

Массивные известняки с кремнями по составу чаще органогенно-детритусовые, состоят из детрита, фораминифер, водорослей, иногда мшанок, сцементированных разномерным кальцитом и мельчайшим детритом (0,1—0,3 мм).

*Казанбузарская свита**. Пестроцветные карбонатно-терригенные образования, согласно залегающие на известняках оргайлысайской свиты, в стратотипическом разрезе по р. Казанбузар представлены серыми, черными, черно-зелеными органогенными известняками, красно-бурыми до малиновых мергелями, зелено- и розово-серыми кремнистыми алевролитами, разнозернистыми кварц-полевошпатовыми песчаниками. Нижняя, карбонатно-терригенная часть разреза свиты охарактеризована фораминиферами зоны *Tetrataxis dievi* и *T. kiselicy* — *Tetrataxis minima* Lee et Chen, *T. eominima* Raus., *T. kiselicy* Malakh., *T. dievi* Malakh., *T. cf. pervida* Malakh., *T. aff. angusta* Viss., верхняя, алевропесчаниковая — единичными прослоями органогенных известняков с *Tetrataxis conica* Ehrenb., *T. cf. acuta* Durk. Мощность свиты в стратотипе 330 м.

Разрез по ущ. Жертансай сходен с казанбузарским, отличается преобладанием органогенно-детритовых известняков с кремнями в нижней части и более разнообразными фораминиферами. Помимо тетратаксисов присутствуют *Brunsia spirillinoides* (Grosd. et Lebed.), *Planoendothyra rotai* (Dain) *longa* Simonova, *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.). Мощность 140 м.

Новые данные положены в основу выделения казанбузарского биостратиграфического горизонта со стратотипом по р. Казанбузар в карбонатно-терригенных и в ущ. Жертансай — карбонатных фациях.

Казанбузарская свита по р. Акуюк и закрытого юго-западного склона Б. Каратау (Ф. М. Ибрагимов, 1971 г.) представлена тонкослоистыми кремнистыми известняками, кремнями, черными мергелями с прослоями зелено-серых аргиллитов и желваками кремней. Комплекс фораминифер аналогичен жертансайскому, кроме того, присутствует *Palaeospiroplectamina cf. diversa* N. Tchern. Мощность 50—170 м.

В ЮВ Каратау разрез казанбузарской свиты по р. Бас-Сунгу преимущественно терригенный, сложен грубо- и тонкообломочным материалом, иногда с конгломератами в основании. Верхняя часть свиты отличается присутствием (притоки р. Кашкараты) толщи миндалекаменных трахибазальтов (до 300 м), заключающих несколько пластов известковых конгломератов с эффузивной галькой, по простиранию замещающихся карбонатными породами. Положение и возраст трахибазальтов определяется по наличию в вышележащих кремнисто-известняковых образованиях средневизейских фораминифер — *Eodiscus* sp., *Pseudoammodiscus paraprimatevus* (Skvor.), *Rectocornuspira submosquensis* Fomina и брахиопод, в составе которых преобладают средневизейские виды, — *Productus productus* (Mart.), *Fluctuaria undata* (Defr.), *Ovatia ovata* (Hall), *Antiquatonia insculptiformis* Litv. (Марфенкова, 1977, 1980 гг.). В. Н. Вебер (1931 г.) относил основные эффузивы к верхнему девону — нижнему турне. Верхнетурнейскими трахибазальты индексировались О. И. Богуш и О. В. Юферевым [1962] в разрезе по Орта-Сунгу, хотя в окремненных известняках ими были обнаружены *Archaeodiscus* sp., *Planoarchaeodiscus spirillinoides* (Raus.), характерные для среднего визе.

В известняках и кремнистых алевролитах казанбузарской свиты собраны мшанки, брахиоподы, споры (разрезы Турлан, Акуюк, Тегистык, Боролдай и др.): мшанки — *Fenestella sergunkovae* Nikif., *Pseudonematopora turkestanica* (Nikif.); брахиоподы — *Dictyoclostus derup-*

* В. В. Эзом был выделен одноименный горизонт по р. Казанбузар в трех литологических пачках. Верхняя, мшанковая по вещественному составу и фораминиферам включена М. М. Марфенковой в акуюкскую свиту среднего визе.

tus (Rom.), *Kadrilipproductus kadrалensis* Gal.; споры — *Vallatisporites ciliaris* (Lub.), *Lycospora subtriquetra* (Lub.). Мощность отложений в стратотипе свиты 330 м. В разрезах мощность изменяется от 70 до 385 м, по рр. Бас-Сунгу и Боролдай — 680—1000 м.

В разрезах казанбузарской свиты преобладают различные песчаники с характерной псаммитовой структурой, на 75—80% состоящие из кластического материала. Цемент типа обрастания, вдавливания, соприкосновения представлен чешуйчатым серицитом, карбонатом, глинистым материалом, хлоритом.

Алевритистые известняки имеют неравномерно-зернистую алевритовую структуру и состоят из криптозернистого кальцита и обломочного материала (более 25%). Среди алевритистых известняков и черных мергелей (р. Боролдай) наблюдаются черные туффиты, в составе которых преобладает смесь алевритового, псаммитового и пирокластического материала. Обломки представлены полевыми шпатами, реже вулканическим стеклом, сцементированы смесью криптокристаллического кварца и пепла. Трахибазальты описаны В. П. Компанейцевым.

Средневизейский подъярус

Акуюкская свита. Отложения распространены в единых синклиналиях с отложениями казанбузарской свиты, занимая их ядерные части. В разрезах Акуюк, Жертансай, Жанкурганозен, Турлан, Бас-Сунгу, Тегистык в нижней части свиты выделяются массивные слоистые серые и темно-серые микрзернистые и криноидно-мшанковые известняки с линзами желто-бурых мергелей, содержащие фораминиферы зоны *Omphalotis minima* и *Ammarchaediscus primaevus* — *Omphalotis minima* (Raus. et Reitl.), *Ammarchaediscus primaevus* (Pron.), *A. ovalis* (Reitl. et Marf.), *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Permodiscus rotundus* N. Tchern. и др.; одиночные кораллы — *Palaeosmillia formix* Hudson, *Siphonophyllia spumosa* Gorsky; 18 родов мшанок, из которых наиболее распространены *Tabuliporella badamica* Nikif., *Septopora talaskyensis* Nikif., *S. cf. burulica* Nikif.

Основную часть разреза свиты по р. Акуюк составляют серые и светло-серые массивные и толстоплитчатые органогенные и сидренивые спонгиозные известняки, заключающие многочисленный и разнообразный комплекс зоны *Planoarchaediscus spirillinoides* — *Endothyranopsis compressa* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella mosquensis* Viss., *Palaeotextularia consobrina* Lip., *Archaediscus moelleri* Raus., *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), *Ammarchaediscus involuta* (Brazhn.), *Tetrataxis angusta* Viss., *T. conica* Ehrenb.; брахиоподы — *Fluctuaria undata antis* Litv., *Productina praemargaritacea* Serg., *Pugnax pugnus* Mart. Мощность разреза в стратотипе 370 м.

Отложения свиты в Майдантальской синклинали представлены массивными слоистыми светло- и темно-серыми органогенно-депритусовыми известняками с комплексом фораминифер, аналогичным акуюкскому, который здесь дополняется другими видами — *Forschia parvula* Raus., *Lituotubella glomispiroides* Raus., *Globoendothya globulus* (Eichw.), *Pseudoendothya struvii* (Moell.); брахиоподы — *Gigantoproductus sarsimbaii* Serg., *G. tulensis* Bolch. Мощность по разрезу 400—500 м.

Разрезы среднего визе в ЮВ Каратау и Боролдае отличаются значительным содержанием кремнистого и песчаного материала. По р. Бас-Сунгу разрез среднего визе расчленяется на три пачки (северо-восточный борт Кашкаратинской синклинали):

1. Кремнисто-известняковая пачка резко выделяется характерным тонким переслаиванием (5—15 см) спонгиозых светло- и темно-серых известняков и черных кремней. В маломощном прослое органогенного известняка в 7 м от контакта с трахибазальтами обнаружены фораминиферы — *Pseudoammodiscus paraprimatevus* (Skvor.), *Rectocornuspira submosquensis* Fomina, *Cepekia* sp.; брахиоподы преимущественно среднего визе — *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *Productus productus* (Mart.), *Fluctuaria undata* (Defr.) 200 м.
2. Песчаниковая пачка представлена темно-серыми, табачно-зелеными, тонко- и мелкозернистыми, преимущественно известковыми песчаниками с редкой фауной брахиопод 80 м.
3. Алевролитно-известняковая пачка сложена обломочно-органогенными темно-серыми и черными известняками, табачно-зелеными алевролитами, аргиллитами и охарактеризована, по существу, зональным комплексом зоны *Archaeodiscus* — *Planoarchaeodiscus spirillinoides* 80 м.

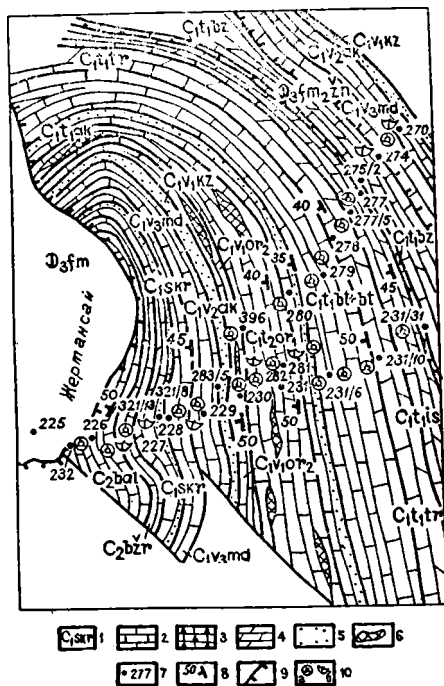
Мощность по разрезу 360 м, общая изменяется от 100 до 720 м.

Верхневизейский подъярус

Майдантальская свита широко развита во всех синклиналиях Б. Каратау. Отложения характеризуются выдержанностью и преобладанием карбонатного состава. Стратотип свиты, расположенный в ущ. Жертансай, в 8 км к северо-западу от пос. Майдантал, в северо-восточном борту Жертансайской синклинали, описан М. М. Марфенковой в 1975 г. Разрез представлен серыми, светло-серыми органогенно-детритусовыми известняками с желваками кремней и прослоями черных мелкозерни-

Рис. 14. Геологическая схема Жертансайской синклинали, ущ. Жертансай. Составила М. М. Марфенкова с использованием аэрофотоснимков.

1 — индекс свиты, пачки; отложения жанкурганской пачки фаменского яруса — D_3fmz ; отложения турнейского яруса; базальная свита (базальная пачка — $C_{1t}bz$, «искристая» пачка — $C_{1t}is$); турланская пачка — $C_{1t}tr$; бельмазарская и балатурланская пачки — $C_{1t}bl+bt$; аксайская пачка — $C_{1t}ak$; нижеоргайлъсайская подсвита — $C_{1v}og_1$; отложения визейского яруса: вышеоргайлъсайская подсвита — $C_{1v}og_2$; казанбузарская свита — $C_{1v}kz$; акуюкская свита — $C_{1v}ak$; майдантальская свита — $C_{1v}md$; отложения серпуховского и башкирского ярусов: каратауская свита — C_{1skr} ; жертансайская свита — C_2bz ; алтынказанская свита — C_2bal ; 2 — известняки; 3 — брекчии, брекчиевидные известняки; 4 — доломиты; 5 — песчаники; 6 — кремни; 7 — номера обнажений и местонахождений фауны; 8 — элементы залегания; 9 — тектонические нарушения; 10 — фауна: а — фораминиферы, б — брахиоподы



стых доломитов. Комплекс фораминифер зоны *Endothyranopsis crassa* прослеживается повсеместно по присутствию зонального комплекса — *Forschia mikhailovi* Dain, *Forschiella prisca* Mikh., *Bradyina rotula* (Eichw.), *Endothyra brady* Mikh., *Globoendothyra globulus* (Eichw.),

Endothyranopsis crassa (Brady), *Endostaffella schamordini* (Raus.), *Howchinia gibba* (Moell.). Мощность свиты в стратотипе составляет 260 м (рис. 14).

В разрезе Жанкурганозен среди органогенных известняков отмечаются и бурые спонгиевые разности. Сообщество фораминифер дополняется *Pseudolituotubella tenuissima* Vdov., *Brunsia irregularis* (Moell.), *Endothyra bradyi* Mikh.; первые *Eostaffella minuta* Pot., *Globivalvulina parva* N. Tchern. появляются в приконтактной части с отложениями серпуховского яруса. Мощность в стратотипе 210 м.

В разрезах Тегистык и Бас-Сунгу в отличие от стратотипа преобладает терригенный материал — табачно-зеленые мелкозернистые полимиктовые и розово-серые кварцевые песчаники среди черных органогенных известняков. Основной состав фораминифер по разрезу Бас-Сунгу идентичен Жертансайскому и, кроме того, присутствуют *Uralodiscus librovichi* Malakh., *Valvulinella jongi* (Brady), *V. cf. angulata* Brazhn., *Howchinia gibba* (Moell.). Мощность в разрезе Тегистык 170 м, Бас-Сунгу — 120 м. Наибольшая мощность свиты 260 м.

Серпуховский ярус*

Расчленение карбонатно-терригенных и карбонатных образований, составляющих продолжение визейских разрезов в Б. Каратау, значительно осложнилось из-за редкости находок и смешанного состава кораллово-брахиоподовой фауны и неизученности фораминифер, вследствие чего эти отложения индексировались нерасчлененными ниже- и средневизейскими, в Жертансайской синклинали — визейско-среднекаменноугольными (И. Т. Александрова и О. С. Грум-Гржимайло, 1957—1959 гг.; Л. В. Беляков, 1966, 1969 гг.; В. В. Эз, 1950—1952 гг.).

Отложения, соответствующие серпуховскому ярусу, в Б. Каратау впервые были описаны, фаунистически охарактеризованы в центральной части и выделены в комплекс VII (верхний визе) О. И. Богуш и О. В. Юфревым [1962]. В последнее десятилетие при крупномасштабном картировании и биостратиграфических исследованиях выявлены новые площади распространения этого комплекса во всем Каратау.

Каратауская свита. Разрез по р. Жанкурганозен описан автором в 1977, 1981 гг. и принят за стратотип каратауской свиты и одноименного биостратиграфического горизоннта. Здесь четко устанавливается граница по резкой смене серых визейских известняков буровато-серыми мелкогалечными конгломератами и грубообломочными песчаниками, известняками, с тонкими желваками темных кремней. В 10 м от контакта в черных комковатовидных глинистых известняках содержатся брахиоподы, по составу соответствующие базальным слоям стратотипического разреза серпуховского яруса, — *Neospirifer derjawini* Jan., *Spirifer trigonalis* Mart., *Pseudoleptaena distorta* Sow; кроме того, криноидеи — *Cyphostelechus claudud* Moore et Jeff. Мощность 54 м.

Выше в разрезе преобладают темно-серые и черные органогенно-детритовые известняки, заключающие прослой и пачки (от 1—3 до 30—80 м) темно-серых мергелей, табачно-зеленых аргиллитов, полимиктовых песчаников. Комплекс сопутствующих видов фораминифероидной зоны *Eostaffella* (*Eostaffellina*) *protvae* и *Globivalvulina parva* исклю-

* Выделяется согласно решению VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона (1975 г.) в объеме «наюра А» Западной Европы.

чительно выдержан — *Haplofragmoides horridus* (Brazhn.), *Endothyra-nopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella* (*Eostaffellina*) *protvae* (Raus.), *E. (E.) paraprotvae* (Raus.), *E. (E.) subsphaerica* (Gan.), *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Asteroarchaediscus baschkiricus* (Krest. et Theod.), *Neoarchaediscus regularis* (Sul.), *Globivalvulina parva* N. Tchern., *Tetrataxis pressulus* Malakh.; присутствуют единичные *Neoarchaediscus* aff. *postrugosus* (Reitl.), *N. subbaschkiricus* (Reitl.), *N. cf. timanicus* (Reitl.). Брахиоподы содержатся в нескольких слоях в разрезе — *Gigantoproductus irregularis* Jan., *G. aff. superior* Jan., *G. superbus* Sar., *Striatifera magna* Jan. Мощность свиты в стратотипе 750 м.

Верхняя возрастная граница свиты определяется по фаунистическим данным в основании фораминиферовой зоны *Eostaffella postmosquensis*.

В разрезе Жертансай в отличие от стратотипического преобладают плитчатые темно-серые и черные органогенные известняки с тонкими прослоями и линзами кремней и яркоокрашенных аргиллитов и мергелей. Нижняя часть сложена вишнево-сиреневыми и шоколадно-бурыми глинистыми органогенными известняками с тонкими слоями мергелей. Ассоциации фораминифер сходны, кроме того, присутствуют *Janischiweskini operculata* (Raus. et Reitl.), *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *E. ikensis* Viss., *Pseudoendothyra struvii* (Moell.). Верхние слои свиты в Жертансае переполнены крупными раковинами *Gigantoproductus tjulekensis* Gal., *G. irregularis* Jan., *G. protvensis* Sar., стриатиферами. Мощность 270 м.

В юго-западном борту Кашкаратинской синклинали свита обнажена вдоль тектонического шва. Наиболее полный разрез расположен в верховье руч. Талдыбулак, у развалин Кенбулак. В серых органогенных известняках состав фораминифер близок к жертансайскому, отличается присутствием в верхней части *Eostaffella* aff. *postmosquensis* Kir., *Globivalvulina moderata* Reitl., *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.) и брахиопод — *Gigantoproductus irregularis* Jan. Мощность 170—350 м.

В северо-восточном борту той же синклинали (р. Бас-Сунгу) свита имеет сходный разрез. Характерны фораминиферы — *Uralodiscus librovichi* Malakh., *Monotaxinoides subplana* Brazhn. et Rost. Мощность, вероятно, неполная, 190—250 м. Общая мощность свиты 170—750 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Башкирский ярус

Отложения башкирского яруса ограничено распространены в Б. Каратау. О. И. Богущ и О. В. Юферевым [1962] они впервые были установлены в объеме краснополянского (с *Eostaffella angusta*) и северокальменского (с *Pseudostaffella antiqua*) горизонтов европейской части СССР. В последующем уточнена и дополнена стратиграфия, послышно изучены фораминиферы из карбонатных и карбонатно-терригенных образований, коррелируемых с раннебашкирскими комплексами других районов СССР.

Нижнебашкирский подъярус

Жертансайская свита. Отложения свиты представлены полно в единичных разрезах с каратауской свитой в Майдантальской, Жертансайской, Тегистыкской, Актасской, Кашкаратинской синклиналях. Характерная

особенность отложений свиты — карбонатный состав с включением редких маломощных слоев, линз и желваков темных кремней. Стратотип свиты *, расположенный в ущ. Жертансай в северо-восточном крыле одноименной синклинали, выделен автором из нерасчлененных визейско-среднекаменноугольных отложений и в 1976 г. отнесен по фораминиферам к нижнебашкирскому подъярису.

В стратотипе различаются темно-серые мелкозернистые, оолитовые, глинистые, органогенно-детритусовые известняки массивного сложения, с тонкими прослоями ракушняков и линзами кремней. Верхний слой голубовато-серых известняков резко отделается от светло-серых известняков бас-сунгинской свиты. Состав фораминифер зоны *Eostaffella postmosquensis* выделен по преобладанию в зональном комплексе видов рода *Eostaffella* — *Eostaffella minuta* Pot., *E. angusta* Kir., *E. postmosquensis* Kir., *E. acuta* Gr. et Leb., *E. acutiformis* Kir., *E. pseudostruvei* (Raus. et Bel.), *Millerella (Seminovella) carbonica* (Gr. et Leb.), *M. (S.) elegantula* (Raus.), *Plectostaffella varvariensis* (Brazhn. et Pot.), *Climacamina* cf. *moelleri* Reitl., *Neoarchaediscus borealis* (Reitl.), *N. gregorii* (Dain), *Globivalvulina minima* Reitl., *Gl. kamensis* Reitl. Мощность стратотипа 250 м.

Близок к стратотипу разрез Жанкурганозен, в котором комплекс фораминифер дополняется *Haplofragmoides horridus* (Brazhn.), *Bradyina cribristomata* Raus. et Reitl., *Neoarchaediscus postrugosus* (Reitl.). Мощность 320 м.

Разрезы Тегистык, Турлан, Боялдыр, Биресек отличаются от других развитием в верхней части свиты розово-серых мраморизованных известняков, малиново-красных и фиштакково-зеленых туфогенных песчаников, алевролитов, аргиллитов. Особых отличий в составе фораминифер не отмечается. Мощность разрезов 150—200 м. Общая мощность 150—320 м.

Бас-сунгинская свита, соответствующая одноименному горизонту [Марфенкова, 1977], и ее аналоги распространены в ядрах Жертансайской, Актасской, Кашкаратинской синклиналей, в погребенном палеозое Майдантальской синклинали и юго-западного склона хребта. Стратотип свиты изучен по р. Бас-Сунгу в северо-восточном крыле Кашкаратинской синклинали. Карбонатно-терригенные образования свиты залегают без видимого несогласия с размывом на массивных известняках жертансайской свиты. Возможен тектонический контакт по северо-восточному и юго-западному бортам синклинали, который фиксируется отсутствием в нескольких пунктах базальных конгломератов. Нижняя граница устанавливается по смене фораминиферовых комплексов, литофациального состава и проводится в кровле массивных известняков, охарактеризованных фораминиферовой зоной *Eostaffella postmosquensis*.

В бас-сунгинской свите выделяются две пачки: нижняя — существенно конгломератовая, верхняя — известняково-терригенная.

Конгломератовая пачка сложена прубослоистыми красно-бурыми крупногалечными конгломератами, гравелитами, крупнозернистыми песчаниками с редкими линзами темно-серых органогенных известняков, содержащих неполный комплекс фораминифер зоны *Pseudostaffella antiqua* — *Eostaffella acutiformis* Kir., *Millerella (Seminovella) carbonica* (Gr. et Leb.), *Pseudostaffella* cf. *antiqua* (Dutk.). В гальке известняков обнаружены фаменско-визейские фораминиферы. Мощность 500—900 м.

* Принят за стратотип жертансайского горизонта.

В известняково-терригенной пачке преобладают зелено-серые известковистые песчаники и темно-бурые алевролиты, заключающие тонкие слои красно-бурых мелкогалечных конгломератов и линзовидные прослои темно-серых пелитоморфных, микрозернистых и крупнооолитовых известняков (1—3 м). По рр. Бас-Сунгу, Орта-Сунгу, Аяк-Сунгу, Талдыбулак известняки охарактеризованы зоной *Pseudostaffella antiqua* и сопутствующим комплексом фораминифер — *Bradyina cribrostomata* Raus. et Reitl., *Millerella umbilicata* Kir., *M. (Seminovella) elegantula* (Raus.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *P. antiqua* (Dutk.) *grandis* Schlyk., *Ozawainella auroria* Grosd. et Leb., *Eolasiodiscus* ex gr. *donbassicus* Reitl.; брахиопод — *Fluctuaria corrugata* (McCoy), *F. tenuistriata* Vern., *Choristites bisulcatiformis* Semich. (определение О. Н. Насикановой). Мощность 600—700 м.

Венчает разрез маломощная пачка темно-бурых и темно-серых алевролитов и аргиллитов. Мощность отложений горизонта по р. Бас-Сунгу составляет 1500 м, в других разрезах изменяется до 1900 м.

В СЗ Каратау аналоги бас-сунгинской свиты, представленные карбонатной фацией, выделяются в *алтынказганскую свиту* со стратотипом в ущ. Жертансай. Название дано по ур. Алтынказган. По составу разрез свиты идентичен каракусской свите Таласского Алатау [Марфенкова, 1977]. Известняки светло-серые и серые, микрозернистые и крупнооолитовые, без детрита, содержат раннебашкирский комплекс фораминифер — *Bradyina nana* Pot., *Millerella (Seminovella) carbonica* (Gr. et Leb.), *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.) *grandis* Schlyk., *P. primitiva* Reitl., *Globivalvulina minima* Reitl., *Neoarchaediscus subbasschiricus* Reitl. В первых слоях известняков с псевдоштаффеллами обнаружены брахиоподы — *Fluctuaria corrugata* (McCoy), *Productus concinnus* Sow. (по Н. В. Литвинович), имеющие распространение от серпуховского до башкирского яруса включительно. Мощность стратотипа 530 м.

В Турланской и Актаской синклиналиях разрез бас-сунгинской свиты сокращен с 23 до 250 м. Розово-серые известняки содержат фораминиферы зоны *Pseudostaffella antiqua*; брахиоподы плохой сохранности — *Choristites* (?) sp.

На юго-западном склоне хребта аналоги бас-сунгинской свиты вскрыты скважинами (Ф. М. Ибрагимов, 1971 г.) в Майдантальской и Берликской синклиналиях. По преобладанию пестроокрашенных песчаников, алевролитов, аргиллитов обнаруживается сходство со стратотипом свиты. В тонких слоях темно-серых известняков присутствуют *Pseudostaffella antiqua* (Dutk.), *Ozawainella* sp. Мощность свиты 150—600 м.

Разрез бас-сунгинской свиты в объеме фораминиферовой зоны *Pseudostaffella antiqua* соответствует разновозрастным отложениям яхакской свиты Средней Азии, северокельтменскому горизонту Русской платформы, акавасскому горизонту Урала, зоне C_1^7 — C_2^{6a} Донбасса.

Отложения средневизейского — нижнебашкирского подъярусов сложены разными типами известняков. Преобладают органогенно-детритовые известняки, состоящие до 70% из органических остатков. Промежутки между обломками выполнены криптозернистым кальцитом размером 0,01—0,20 мм. Стенки раковин замещены пелитоморфным кальцитом. Структура органогенно-детритовая. Пелитоморфный известняк состоит из кальцита с примесью глинистого компонента, в состав которого входят чешуйки слюды, хлорита, алевролитовая примесь до 25%. Структура криптозернистая, пелитоморфная. В оолитовых известняках наблюдается разнооолитовая структура. Оолиты размером 0,3—1,5 мм имеют

концентрическое строение и цементируются зернистым кальцитом. Глинистые известняки по составу близки к мергелям. Пелитоморфный кальцит цементирует обломки кварца, чешуйки слюд, хлорита, зерна циркона, апатита. Структура пелитовая. Известковые песчаники состоят из обломков кварца, известняков, кремнистых и серицитовых пород размером 0,3—0,5 мм, сцементированных криптозернистым кальцитом. Структура разнозернистая.

МАЛЫЙ КАРАТАУ

Каменноугольные отложения, представленные карбонатно-терригенными и континентально-лагунными образованиями, широко развиты на северо-восточном склоне М. Каратау. На основании корреляции разрезов и анализа фаунистических данных установлено близкое сходство с каменноугольными отложениями Чуйской впадины и Бетпак-Далы, где разработаны схемы стратиграфического и зонального расчленения. При описании нижнего карбона М. Каратау приняты местные стратиграфические подразделения (свиты) этих районов [Марфенкова, 1975 а, 1976, 1980] и биостратиграфические горизонты Центрального Казахстана [Решения..., 1976]. Отложения среднего — верхнего карбона выделяются по данным С. Б. Бакирова [Бакиров, Зуб, 1967] (рис. 15).

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Турнейский ярус

В разрезах по прр. Коктал, Шабакты, Кыршабакты, вблизи род. Жерекудук и рудника Сулеймансай нижняя часть представлена терригенными образованиями с тонкими прослоями доломитов и доломитовых известняков; в верхней преобладают известняки, мергели, песчаники.

Стратиграфический контакт известняково-доломитовой пачки с красноцветами сулеймансайской свиты фамена согласный, и нижняя граница проводится в основании базальных слоев, аналогичных по составу и положению в разрезе чуйским и бетпакдалинским разрезам, содержащим турнейские кораллы (бугор Тантай) — *Caninia cornucopia* Mich., *C. aff. hyperborea* Gorsky, *Commutia szulczewskii* Fedor.; брахиоподы — *Avonia niger* (Goss.), *Spirifer laminosus* McCoy (заключение М. С. Быковой и О. Н. Насикановой). По различию фаунистических комплексов устанавливаются два подъяруса.

Нижнетурнейский подъярус

Симоринский горизонт. Тантайская свита. К отложениям, коррелируемым с симоринским горизонтом, отнесены грязно-белые доломиты, серые доломитистые и песчанистые известняки (2 м), вишнево-красные тонко- и мелкозернистые кварц-полевошпатовые и серые известковистые песчаники, зелено-серые алевролиты. Известняково-доломитовая пачка, согласно залегающая на красноцветных образованиях девона, отчетливо прослеживается с юго-востока на северо-запад и является маркирующей в основании тантайской свиты в разрезах Коктал, Кыршабакты, Шабакты, Сулеймансай. В разрезе Жерекудук наблюдается переслаивание заохренных мелкозернистых доломитов и доломитистых известняков. Возраст известняково-терригенных образований свиты определя-

КОРРЕЛЯЦИОННАЯ РЕГИОНАЛЬНАЯ СХЕМА КАРБОНА МАЛОГО КАРАТАУ, БЕТПАК-ДАЛЫ ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ, 1976 г.		СХЕМА СТРАТИГРАФИИ КАРБОНА МАЛОГО КАРАТАУ, БЕТПАК-ДАЛЫ, ЧУЙСКОЙ ВПАДИНЫ М. М. Марфенкова, 1975, 1980-1984 гг					
ЯРУС ГОРК-ЗОНТ	Толща, свита	ЯРУС ГОРК-ЗОНТ	ЯРУС ГОРК-ЗОНТ	ЯРУС ГОРК-ЗОНТ	СВИТА, ИНАКС	ФОРАМИНИФЕРОВЫЕ ЗОНЫ, КОМПЛЕКСЫ ФАУНЫ, ФЛОРЫ	
ГЖЕЛЬСКИЙ-МОСКОВСКИЙ	Джезказганская свита	ГЖЕЛЬСКИЙ-МОСКОВСКИЙ			ДЖЕЗКАЗ-ГАНСКАЯ C ₂ +3DZ	ВЕРХНЯЯ ПОДСВИТА	Фораминиферы-Globivalvulina kamensis, Gl. mosquensis, Gl. minima; Филоподы-Paleolimnodiopsis prurosti; споры-Watchiozonotriletes grandis, Cordatina rotata
БАШКИРСКИЙ	Таскудунская свита	БАШКИРСКИЙ	НИЖНИЙ	ТАСКУДУК-СКАЯ C ₂ TS	КЫЗЫЛКАНАТСКАЯ C ₁ +3JK	НИЖНЯЯ ПОДСВИТА	Calamites suckowii, Mesocalamites cistiformis
НАМЮРСКИЙ	Толща песчаников, алевролитов, конгломератов, известняков с фауной	СЕРПУХОВСКИЙ	НИЖНИЙ	ЧУЙСКАЯ C ₂ SK	ИТАЛИЙСКАЯ C ₁ IT		Eostaffella postmosquensis и Neoarchaediscus gregorii
БЕЛЕУТИНСКИЙ			БЕЛЕУТИНСКИЙ НИЖНИЙ	КЫЗЫЛАТУЗСКАЯ C ₁ KZ			Eostaffella protivaq, Globivalvulina parva Monotaxinoides subplana-Laeblichia minima-Palaeospiroplectamina exotica-Neoarchaediscus regularis; мшанки-Septopora djeskazgantica; брахиоподы-Antiquatonia hindi
ДАЛЬНЕСКИЙ	Толща известняков, алевролитов, мергелей с фауной	ВЕРХНИЙ	ДАЛЬНЕСКИЙ	КАРАТУЗСКАЯ C ₁ Kt			Howchinia gibba-Endothyra-nopsis crassa-Kasachstanodiscus testubensis-Betpakodiscus attenuatus-Neoarchaediscus parvus; брахиоподы-Avonla youngiana
ЯТОВКИНСКИЙ	Толща известняков, мергелей, аргиллитов, песчаников с фауной	СРЕДНИЙ	ЯТОВКИНСКИЙ	САРОЙСКАЯ C ₁ ST			Propermodiscus krestovnikovi-Planoarchaediscus spirillinoides-Ammarchaediscus prismaevus; брахиоподы-Pugilus crawfordsvillensis
ИШИМСКИЙ	Толща песчаников, углистых аргиллитов, углей, прослоев известняков	НИЖНИЙ	ИШИМСКИЙ	КАРАКОЛЬСКАЯ C ₁ KP			Pseudoammodiscus priscus, Tetrataxis rominima; мшанки-Fenestella terectionensis; брахиоподы-Dictyoctastus deruptus, Verkhotomia plena
РУСАКОВСКИЙ	Толща песчаников, алевролитов, известняков с фауной	ВЕРХНИЙ	РУСАКОВСКИЙ	КОКТАЛЬСКАЯ C ₁ Kk			Latiendothya latispiralis-ed.; брахиоподы-Marginatia burlingtonensis
КАССИНСКИЙ	Толща песчаников, алевролитов, реже известняков с фауной	НИЖНИЙ	КАССИНСКИЙ	ВЖАЖАН-БОРСКАЯ C ₁ DZM			Bisphaera malevkensis, Earlandia minima; мшанки-Fenestella kassini; брахиоподы-Mesoplica kassini
СМАРНИНСКАЯ	Красноцветные песчаники, алевролиты	НИЖНИЙ	СМАРНИНСКАЯ	ТАНТАНСКАЯ C ₁ Tn			Брекчиевидные известняки, однокамерные фораминиферы; брахиоподы-Avonla niger

Рис. 15. Стратиграфическая схема каменноугольных отложений М. Каратау и сопредельных территорий, по М. М. Марфенковой

ется по сходству состава и по положению в разрезе со стратотипом свиты в Бетпак-Дале. Мощность 50—70 м.

Кассинский горизонт. Джамансорская свита представлена карбонатно-терригенным комплексом. В основании разреза залегает пачка переслаивающихся светло-серых и серых органогенных мелкодетритовых доломитистых известняков, доломитов и мергелей; в верхней части преобладают слоистые красновато-бурые аркозовые полимиктовые песчаники, зелено-серые гравелиты. Контакт джамансорской свиты с ниже- и вышележащими образованиями согласный. Базальные известняки содержат многочисленную турнейскую фауну. Фораминиферы зоны *Bisphaera malevkensis* и *Earlandia minima* — *Parathuramina tuberculata* Lip., *Cribrosphaeroides ovalis* Pojark., *Bisphaera elegans* Viss., одиночные кораллы. Брахиоподы по р. Кыршабакты — *Mesoplica* aff. *kosturuni* (Sim.), *Chonetipustula* sp., *Camarotoechia rowleyi* Well. В разрезе Жерекудук брахиоподы, собранные в тонкослоистых известняках, несколько отличаются по составу — *Ovatia laevicosta* White, *Spinulicosta arcuata* (Hall), *Rugosochonetes hardrensis* (Phill.). Наиболее полным является разрез Сулеймансай. Мощность его 245 м. К северо-западу мощность уменьшается до 100 м, основные особенности сохраняются.

Верхнетурнейский подъярус

Русаковский горизонт. Кокतालская свита. Отложения широкой полосой обнажаются вдоль северо-восточного борта М. Каратау. В разрезах Сулеймансай, Коктал, Жерекудук представлены полные и характерные комплексы, в которых особенно хорошо выражены литологические особенности верхнего турне. В составе преобладают светло-серые и серые микрозернистые, песчанистые, органогенно-детритусовые известняки с включением желваков и линзовидных прослоев сургучно-красных кремней (халцедонолитов). Верхняя часть разреза сложена серыми известковистыми, реже полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками. Возраст отложений коктальской свиты определяется только по фораминиферам. Приведенный прежними исследователями (Г. А. Ярмак, 1957 г., Ю. А. Алехин, 1958 г. и др.) позднетурнейский комплекс брахиопод при повторных сборах из того же слоя верхних заохренных песчаников переопределен как ранневизейский. Органогенные известняки охарактеризованы фораминиферами — *Earlandia elegans* (Raus. et Reitl.), *Parathuramina suleimanovi* Lip., *P. cushmani* Sul., *Septatourayella* sp., *Septaglomospiranella primaeva* (Raus.), *Cherneyshinella* sp., *Endothyra (Latiendothyra) minima* Lip. Мощность свиты 160—215 м.

В отложениях турнейского яруса М. Каратау преимущественно развиты полимиктовые песчаники, которые состоят из угловатых и окатанных зерен кварца, плагиоклаза, калишпата, микрокварцитов размером 0,1 мм. Цемент кремнистый и соприкосновения.

Базальные слои тантайской и джамансорской свит сложены массивными и зернистыми доломитами комковатой текстуры. Порода сложена мелкими зернами доломита, часто с каемкой гидроокислов железа. Песчаная примесь составляет 8% и представлена обломками зерен кварца, кремнистых пород размером до 1,7 мм. В органогенных детритусовых известняках преобладает детрит, сцементированный пелитоморфным кальцитом. В отдельных слоях в известняках наблюдается оолито-детритусовая структура за счет обломков фауны в оолитах (0,5 мм), сцементированных кальцитом. Песчанистые известняки имеют

псаммитовую структуру и состоят из обломков пелитоморфных известняков (0,6—1,2 мм). Песчаная примесь представлена обломками кварца, плагиоклаза, остракод, фораминифер, сцементированных пелитоморфным кальцитом.

Визейский ярус

Карбонатно-терригенные образования визейского яруса распространены повсеместно в М. Каратау. При согласном залегании стратиграфическое расчленение на три подъяруса произведено по фауне с учетом фациальных особенностей.

Нижневизейский подъярус

Ишимский горизонт. Каракольская свита. Наиболее детально изучены отложения каракольской свиты в разрезах Коктал, Жерекудук, Кыршабакты. С размывом на песчаных известняках кокतालской свиты согласно залегают грязно-белые кварцевые правелиты со слоями мелкозернистых светло-серых и белых кварцевых песчаников. Средняя часть разреза — угленосная толща, представлена тонкопереслаивающимися углисто-глинистыми аргиллитами, тонкими прослоями углей, буро-серыми известковыми песчаниками, черными органогенными известняками с фауной брахиопод плохой сохранности. Карбонатно-терригенные и угленосные образования свиты ранее были отнесены Г. А. Ярмаком и Ю. А. Алехиным к верхнему турне. В верхней части свиты преобладают темно-серые оолитовые, спонгиевые и органогенные известняки, буро-серые мергели и известковистые песчаники с обильной фауной кораллов, мшанок и брахиопод. Фораминиферы — *Pseudoglomospira gordialis* (Jon. et Park.), *Pseudoammodiscus priscus* (Raus.); кораллы — *Caninia spumosa* Gorsky; мшанки — *Polypora kiniensis* Nekh., *Fenestella multispinosa* Ulr.; брахиоподы — *Dictyoclostus deruptus* (Rom.), *D. ischiticus* Litv., *Verkhotomia plena* (Hall). Мощность свиты 220—350 м.

Отложения нижнего визе по составу значительно отличаются от турнейских образований. В разрезах преобладают сливные кварцевые песчаники. Они состоят из полуокатанных зерен кварца, калишпата, плагиоклаза, микрокварцитов размером 0,3—0,5 мм.

Характерны спонголиты органогенно-псаммитовой структуры. В их составе преобладают крупнокристаллический кварц, хлорит, спикулы кремневых губок, выполненных халцедоном, кварцем. Промежуточная часть выполнена кремнистым материалом и песчаной примесью. В глинистых и пелитоморфных известняках с криптозернистой и пелитоморфной структурами присутствует глинистый компонент. Оолитовые известняки имеют оолито-детритовую структуру. Детритовый материал сцементирован пелитоморфным кальцитом размером 0,8 мм.

Средневизейский подъярус

Яговкинский горизонт. Саройская свита представляет собой единый карбонатно-терригенный комплекс с верхневизейско-серпуховскими образованиями, согласно залегает на черных мергельных известняках каракольской свиты. В разрезах Жерекудук, Коктал, Шабакты развиты темно-серые органогенные мелкозернистые глинистые и песчаные известняки с маломощными слоями черных мергелей, известковых песчаников, алевролитов и аргиллитов. Выдержанность состава саройской

свиты и обилие фораминифер, брахиопод, одиночных и колониальных кораллов в виде слоев и чаш до 1,5 м позволяют выделять и картировать эти отложения в разрезе визейского яруса.

Отложения саройской свиты охарактеризованы фораминиферами трех зон: *Ammarchaediscus primaevus* — *Planoarchaediscus spirillinoides* — *Propermodiscus krestovnikovi* и сопутствующим зональным комплексом — *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Endothyra* aff. *bradyi* Mikh., *Ammarchaediscus kumyrtenensis* Marf., *A. primaevus* (Pron.), *Kasachstanodiscus* cf. *longus* Marf., *Planoarchaediscus spirillinoides* (Raus.), брахиоподами — *Pugilis crawfordsvillensis* (Well.), *Spirifer kasachstanensis* Sim. Наиболее полный разрез свиты представлен по р. Коктал. Мощность изменяется от 100 до 400 м.

Верхневизейский подъярус

Дальненский горизонт. Каратузская свита широкой полосой распространена вдоль северо-западного борта. В разрезах по рр. Коктал, Шабакты, у род. Жерекудук наблюдается сходство с разрезом саройской свиты, однако отличия ее определяется преобладанием серых и светло-серых песчаных известняков и серых известковых мелкозернистых песчаников, особенно в нижней части. Кроме того, присутствуют серые грубодетритусовые, микрозернистые и оолитовые известняки со слоями темно-серых мергелей. Органогенные известняки содержат фораминиферы — *Globoendothyra globulus* (Eichw.), *Endostaffella schamordini* (Raus.), *Omphalotis omphalota* (Raus. et Reitl.), *Archaediscus moelleri* Raus., *A. tumidus* Marf., *Kasachstanodiscus bestubensis* Marf., *Tetrataxis dzhzhkazganicus* Vdov.; брахиоподы — *Sinuatella sinuata* Kon., *Productus redesdalensis* M.-W., *Echinoconchus subelegans* Thom. Мощность каратузской свиты 270—350 м.

Серпуховский ярус

Нижнебелеутинский подгоризонт. Отложения, синхронные серпуховскому ярусу, развиты на северо-восточном склоне М. Каратау. На этом стратиграфическом уровне фиксируется резкая смена фаунистических комплексов, особенно фораминифер, и литологического состава, несопоставимого с разрезом разновозрастных образований кызылтузской свиты Бетпак-Далы. Предлагается новое наименование для разреза серпуховского яруса М. Каратау — инталинская свита, по водохранилищу Инталы.

Инталинская свита. Стратотипический разрез описан М. М. Марфенковой в 1980 г. по р. Шабакты. Здесь выделена песчаная нижняя часть, залегающая повсеместно согласно, нередко с известковыми конгломератами в основании, и известковая верхняя. Базальная пачка представлена переслаивающимися зелеными и зелено-серыми до голубоватых аргиллитами, алевролитами, мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками, известковыми правелитами с тонкими слоями темно-серых и серых органогенно-детритусовых криноидных известняков, заключающих фораминиферы, кораллы, мшанки, брахиоподы. Характерно присутствие зональных видов *Eostaffella* (*Eostaffellina*) *protvae* и *Globivalvulina parva*. Общий состав фораминифер нижней части — *Endothyra bradyi* Mikh., *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Endostaffella parva* (Moell.), *Eostaffella* (*Eostaffellina*) *paraprotvae* (Raus.). Значи-

тельную часть разреза инталинской свиты составляют черные комковатые органогенно-детритусовые известняки с крупными *Gigantoproductus* и *Striatifera*, заключающие тонкие (0,2 м) слои мергелей, зеленых аргиллитов, желваки черных кремней (до 1 см), чаши колониальных кораллов. Значительно богаче сообщество фораминифер — *Eostaffella ikensis* Viss., *E. proikensis* Raus., *E. prisca ovoidea* Raus., *Pseudoendothyra intermedia* (Schlyk.), *P. globosa* Rosov., *Globivalvulina parva* N. Tchern., *Howchinia gibba* (Moell.) *longa* Brazhn. et Jar., *Monotaxinoides transitorius* Brazhn. et Jar. В последних слоях появляются *Eostaffella acutiformis* Kir., *E. minuta* Pot., *Millerella (Seminovella) carbonica* (Gr. et Leb.), *M. (S.) cf. elegantula* (Raus.), известные из нижней части башкирского яруса Русской платформы, Урала, Средней Азии. Из гигантопродуктов встречены *Gigantoproductus tjulakensis* Gal., *G. rectestrius* Gröb.

Особенностью разреза свиты является невыдержанность состава по простиранию и вкрест из-за неравномерного распределения линзовидных слоев известковых разнозернистых песчаников и конгломератов, иногда значительной мощности (Жерекудук), замещенных известняками на северо-западе.

В стратотипе выделено несколько пачек:

1. В основании лежит пачка зеленых мелкозернистых полимиктовых песчаников, алевролитов с редкими слоями голубоватых аргиллитов, серых и черных органогенно-детритусовых известняков с фораминиферами — *Eostaffella (Eostaffellina) protvae* (Raus.), *E. (E.) paraprotvae* (Raus.), *Globivalvulina parva* N. Tchern., *Kasachstanodiscus bestubensis* Marf. 95 м.
2. Светло-серые известковые разногалечные конгломераты со слоями зелено-серых известковых песчаников и черных глинистых органогенных известняков. Фораминиферы — *Loeblichia* sp., *Pseudoendothyra angulata* (Raus.), *Globivalvulina parva* N. Tchern., *Palaeospiroplectamina minima* (Vdov.) 115 м.
3. Серые известковые конгломераты, гравелиты, прослойки красно-бурых алевролитов, мелкозернистых песчаников 135 м.
4. Светло-серые и буровато-сиреневые грубодетритусовые, в отдельных участках комковатые и доломитистые, органогенные известняки, известковые песчаники. Фораминиферы — *Eostaffella (Eostaffellina) protvae* (Raus.), *E. (E.) subsphaerica* (Gan.), *E. ikensis* Viss., *Endothyranopsis sphaerica* (Raus. et Reitl.), *Globivalvulina parva* N. Tchern., *Neoarchaediscus paraovoides* (Brazhn.), *Monotaxinoides transitorius* Brazhn. et Jar.; брахиоподы — *Gigantoproductus* sp., *Striatifera striata* (Fisch.) 160 м.
5. Черные грубослоистые и комковатые органогенно-детритусовые и песчаные известняки, известковые песчаники, кремни, мергели с крупными брахиоподами — *Gigantoproductus* sp.; фораминиферами — *Pseudoendothyra intermedia* (Schlyk.), *Ps. globosa* Rosov., *Ps. struvii* (Moell.), *Eostaffella prisca* Raus., *Plectostaffella varvariensis* (Brazhn. et Pot.) 70 м.
6. Светло-серые массивные глинистые и оолитовые органогенные известняки. Фораминиферы — *Endothyra pauciseptata* Raus., *Janischewskina* sp., *Eostaffella acutiformis* Kir., *Millerella (Seminovella) carbonica* (Gr. et Leb.), *Palaeospiroplectamina exotica* (Vdov.); *Globivalvulina parva* N. Tchern. (обилие), *G. minima* Reitl., *Howchinia gibba* (Moell.) *longa* Brazhn.; тетрааксисы; брахиоподы — *Gigantoproductus tjulakensis* Gal., *G. rectestrius* Gröb. (скопление), *Striatifera magna* Jan. 60 м.

Мощность разреза 750 м; общая мощность свиты изменяется от 750 до 1000 м.

СРЕДНИЙ ОТДЕЛ

Башкирский ярус

Нижнебашкирский подъярус

Верхнебелеутинский подгоризонт. Аккольская свита выделяется на всем протяжении северо-восточного борта М. Каратау. В стратотипе,

расположенном в 1000 м южнее водохранилища Шукураут (А. П. Ша-
рапов, М. М. Марфенкова, 1981 г.), обнажается толща разногалечных
серых известковых конгломератов и песчаников, заключающих линзы
темно-серых оолитовых известняков с фораминиферами зоны *Eostaffella*
postmosquensis — *Bradyina* cf. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Pseudoendo-*
thyra kilevatica Vdov., *Eostaffella minuta* Pot., *E.* cf. *acuta* Gr. et Leb.,
Millerella (Seminaovella) carbonica (Gr. et Leb.), *Globivalvulina minima*
Reitl., *Neoarchaediscus gregorii* (Dain), *N. gregorii* (Dain) *acutiformis*
(Gr. et Leb.), *N. postrugosus* (Reitl.), *N. timanicus* (Reitl.); с брахиопо-
дами — *Latiproductus edelburgensis* (Phill.), *Ehinoconchus elegans*
(McCoy), *Fluctuaria* sp., *Neospirifer* sp.

Описываемые отложения по присутствию до 30% видов форамини-
фер, известных из отложений краснополянского горизонта*, представ-
ляют собой переходный, более высокий интервал, чем серпуховский ярус,
и, вероятно, коррелировать его следует с этим горизонтом башкирского
яруса Русской платформы.

В разрезе Шукураут наблюдается такая последовательность сло-
жения:

1. В основании буровато-серые известковистые конгломераты с галькой извест-
няков, слои известковистых песчаников 152 м.
2. Серые, светло-серые известковые конгломераты и песчаники с линзами черных
органогенных оолитовых, грубо- и мелкодетритусовых известняков. Форамини-
феры — *Bradyina* cf. *cribrostomata* Raus. et Reitl., *Eostaffella postmosquen-*
sis Kir., *E.* cf. *acuta* (Gr. et Leb.), *Neoarchaediscus gregorii* (Dain) *acutiformis*
(Gr. et Leb.), *Planospirodiscus minimus* (Gr. et Leb.) 125 м.
3. Гряды серых разногалечных известковых конгломератов, переслаивающихся со
среднезернистыми известковыми песчаниками 27 м.
4. Темно-серые, почти черные оолитовые и органогенные известняки, известковые
песчаники и конгломераты. Фораминиферы — *Pseudoendothyra* aff. *angulata*
(Raus.) в оолитах и цементе, *Ps.* cf. *crassa crassa* (Rosov.), *Ps. globosa* Rosov.,
Eostaffella cf. *acuta* Gr. et Leb., *Asteroarchaediscus pustulus* (Gr. et Leb.),
Neoarchaediscus timanicus (Reitl.), *Globivalvulina* cf. *minima* Reitl. 87 м.
5. Темно-серые грубообломочные органогенные известняки, тонкие слои серых
известковых песчаников. Фораминиферы — *Pseudoendothyra* aff. *kilevatica*
Vdov., *Globivalvulina parva* N. Tchern. 20 м.
6. Зеленовато-серые тонкозернистые тонкоплитчатые песчаники, слои (0,7 м) мик-
розернистых темно-серых известняков, серых известковых конгломератов и
песчаников 158 м.

Мощность разреза 640 м. Мощности свиты 500—700 м.

У водохранилища Шукураут наблюдается контакт отложений ак-
кольской свиты с красноцветными песчаниками кызылканатской свиты.

Поскольку петрографический состав карбонатных и терригенных
пород разрезов средневизейского — нижнебашкирского подъярусов ма-
ло отличается, приводится их общая характеристика.

Органогенные известняки реликтивно-органогенной и оолитовой
структуры состоят из обломков раковин, оолитовых образований (0,1—
1,2 мм). Цемент — микрозернистый кальцит. В песчаном и мергель-
ном известняке до 20% песчаной и глинистой примеси зерен кальцита,
кварца, доломита, рудного минерала размером 0,1—0,3 мм. Мергели
имеют пелитоморфную структуру, сложены пелитоморфным карбонат-
ным и глинистым материалом с незначительной примесью алевролитов-
ых частиц, органогенных обломков (0,01—2 мм), замещенных халцедо-
ноподобным кварцем.

* Согласно решению Международного конгресса по стратиграфии и геологии кар-
бона (1975 г.), краснополянский горизонт введен в основание башкирского яруса.

НЕРАСЧЛЕНЕННЫЕ СРЕДНЕ-ВЕРХНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ ОТЛОЖЕНИЯ

Венчают разрез карбона в М. Каратау красноцветные терригенные образования, которые описаны по материалам предыдущих исследователей (Ю. А. Алехин, 1958 г.; С. Б. Бакиров, 1961 г., С. Б. Бакиров, В. И. Власов, А. Б. Ли [1971]; Г. А. Ярмак, 1957—1962 гг.).

Лагунно-континентальные отложения, представленные красноцветными конгломератами и разнозернистыми полимиктовыми, реже известковыми песчаниками, алевролитами с редкими маломощными прослоями мергелей и известняков, с размывом залегают на отложениях аккольской свиты. Базальные конгломераты прослеживаются не везде, часто замещаются правелитами и грубозернистыми песчаниками. В терригенных разрезах наблюдается последовательная смена грубообломочного материала тонкозернистым. Характерная особенность разреза и предположительный среднекаменноугольный возраст красноцветных отложений по остаткам кистепёрых рыб (*Grossopterygii*) первоначально были отмечены С. Н. Колосым (1926 г.) и В. Н. Вебером [1935]. Средне-верхнекаменноугольные отложения, выделенные С. Б. Бакировым (1965 г.) в кызылканатскую свиту со-стратотипом в горах Кызылканат, по составу разделены на две подсвиты.

Нижнекызылканатская подсвита — конгломерато-песчаниковая, сложена чередующимися лачками вишнево-красных разногалечных конгломератов, гравелитов, полимиктовых песчаников, алевролитов с тонкими слоями серых и коричневых мергелей, известняков, голубовато-зеленых аргиллитов с конкрециями ангидритов. Юго-восточнее пос. Акколь отмечены пепловые туфы в разных частях подсвиты. С. Б. Бакировым в нижней части подсвиты найден коралл *Luanophylloides* sp. предположительно среднекарбонного возраста (по заключению М. С. Быковой). Мощность подсвиты изменяется от 130 до 750 м.

Верхнекызылканатская подсвита. Верхняя часть разреза свиты — песчаниково-алевролитовая, характеризуется преобладанием красновато-коричневых алевролитов, мелкозернистых песчаников с редкими тонкими слоями (1—2 м) кремнистых, оолитовых известняков, аргиллитов, линзами бурых конгломератов, правелитов и пепловых туфов на юго-востоке. На плоскостях наслонения часты ходы илоедов, знаки ряби, косяя слоистость, трещины усыхания. Нижняя граница подсвиты С. Б. Бакировым и др. [1971] проводится в основании пласта конкреционных оолитовых известняков и разноокрашенных халцедонолитов. В. В. Зуб определены фораминиферы башкирского яруса — *Eostaffella pseudostruvei* (Raus. et Reitl.), *E. angusta* Kir., *E. postmosquensis* Kir., эндотифры, глобивалвулины, миллереллы [Бакиров, Зуб, 1967]. В песчаниках выше кремней С. Б. Бакировым собраны плохой сохранности одиночные кораллы — *Lophophyllum* sp., *Koninkophyllum* sp., известные из отложений среднего карбона Донбасса. В том же базальном слое оолитовых известняков подсвиты нами выявлены немногочисленные фораминиферы (кол. Н. Н. Севрюгина, 1983 г.) — *Pseudoendothyra* sp., *Eostaffella postmosquensis* Kir., *E. ex gr. minuta* Pot., *Globivalvulina kamensis* Reitl., *G. mosquensis* Reitl., *G. cf. mosquensis* Reitl., *G. cf. minima* Reitl. Возраст известняков по присутствию *Globivalvulina mosquensis*, известных из отложений каширского, реже подольского горизонтов московского яруса Подмосковья, определяется нижнемосковским подъярусом. Мощность 220—450 м.

В юго-восточном окончании М. Каратау каменноугольные отложения занимают незначительную площадь и менее изучены. Обнажаются они на южном склоне г. Улькен-Бурул, где залегают несогласно на размытой поверхности ордовикских гранитов или кембрийских отложений. Разрез карбона неполный, отсутствуют образования нижнего турне. При описании ярусных подразделений использованы материалы геологического картирования (И. С. Кабанихин и А. Н. Солонинова, 1959 г., К. Т. Куликовский и А. Н. Вардугин, 1979 г.), которых явно недостаточно для корреляции с одновозрастными отложениями М. Каратау, Бетпак-Далы и Чуйской впадины. В связи с этим расчленение карбона менее детально и обоснование границ выделенных подразделений менее достоверно, тем не менее автор делает попытку увязать разрезы г. Улькен-Бурул с северо-западной частью М. Каратау и дать в другой интерпретации, чем прежние исследователи, характеристику визейского и серпуховского ярусов.

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Турнейский ярус

Турнейские отложения распространены в юго-западной и центральной частях г. Улькен-Бурул. Разрезы сложены терригенными красновато-бурыми разногальчаными конгломератами (галька гранитов, кварца, глинистых сланцев), правелитами, аркозовыми и полимиктовыми мелкозернистыми песчаниками с единичными линзами мергелей в верхней части. Верхнетурнейский возраст отложений определен условно по сопоставлению с близлежащими районами и по флоре. Мощность 30—70 м.

Визейский ярус

Мергельно-песчаниковые образования развиты преимущественно в центре пряды Улькен-Бурул. В основании, аналогично кыршабактинским и бетпакдалинским разрезам, залегают светло-серые мелкозернистые сахаровидные кварцевые песчаники (2—4 м). Выше наблюдается тонкое переслаивание розово-серых известковых, зелено-серых полимиктовых и серых кварцевых песчаников с линзами грязно-серых мергелей, углистых аргиллитов и зольных углей (до 1 м). Мощность отложений 80—100 м. Нижневизейский возраст угленосных отложений г. Улькен-Бурул установлен по флоре, первоначально собранной А. Н. Солониновой и И. С. Кабанихиным в 1958 г. и дополнительно — М. И. Радченко в 1960 г., — *Neuburgia karatauensis* Radtsch., *Porodendron olievierii* (Eichw.) Zal., *Belonophyllum* sp.

Вышележащие нерасчлененные средне- и верхневизейские отложения развиты довольно широко. По составу и фаунистической характеристике они резко отличаются от нижневизейских. В разрезах преобладают серые и темно-серые органогенные, детритусовые, оолитовые и глинистые известняки со слоями мергелей, желто-бурых гипсов, серых известковых песчаников, доломитов. В известняках заключены фораминиферы — *Omphalotis* cf. *minima* (Raus et Reitl.), *Propermodiscus* sp., *Tetraxis* cf. *dzhezkasganicus* Vdov.; брахиоподы — *Orthotetes keokuk* Hall, *Fluctuaria* cf. *undata* (Defr.), *Sinuatella sinuata* (Kon.). Мощность 250—300 м.

Серпуховский ярус

Отложения, коррелируемые по фауне с одновозрастными отложениями каратауской и инталинской свит Каратау, изучены на северо-за-

падном склоне г. Улькен-Бурул. Здесь преимущественно развиты известняки со слоями мергелей и терригенных пород. Возраст обоснован находками фораминифер — *Globivalvulina parva* N. Tchern.; брахиопод — *Gigantoproductus rectestrius* Grob., *Productus concinnus* Sow. В верхней части морского разреза собраны *Fluctuaria* cf. *corrugata* (McCoy). Вероятно, этот интервал можно сопоставить с аккольской свитой (нижней частью башкирского яруса). Мощность отложений более 100 м.

СРЕДНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Нерасчлененные средне- и верхнекаменноугольные отложения ограничено распространены на южном склоне г. Улькен-Бурул и, кроме того, вскрыты скважинами (И. С. Кабанихин и А. Н. Солонинова, 1959 г.). Терригенные образования представлены красноцветными крупно- и среднезернистыми песчаниками и алевролитами с редкими тонкими слоями доломитов и доломитистых известняков. Залегают согласно на известняково-терригенных отложениях серпуховско-башкирского (?) яруса. Остаток фауны или флоры не найдено, и к среднему — верхнему карбону они отнесены условно по положению в разрезе и сходству литологического состава с одновозрастными образованиями северо-западной части М. Каратау. Мощность отложений около 150—200 м.

ПЕРМСКАЯ СИСТЕМА

Пермские отложения установлены в последние два десятилетия. Они развиты вдоль северо-восточного склона М. Каратау и на поверхности прослеживаются в виде невысокой гряды Каракыр, начиная от р. Шабакты через цепь оз. Сорколь, Тузколь, Ащиколь, Акколь и далее на юго-восток. Разрозненные выходы известны среди кайнозойских образований на буграх Кемпыртобе, Кызылжар, Ушкызыл. В закрытой части, на территории Чу-Сарысуйской впадины, пермские отложения вскрыты скважинами повсеместно.

Пермская система расчленена на три свиты: каракырскую, соркольскую и тузкольскую [Бакиров, 1965, 1974]. Свиты сложены пестроцветными терригенно-эвалоритовыми фациями центрально-озерных бассейнов [Попов, 1963].

НИЖНИЙ ОТДЕЛ

Каракырская свита состоит из ритмично переслаивающихся пачек серых глинистых и кремнистых известняков с красно-бурыми пятнистыми алевролитами; реже присутствуют прослои мелкозернистых песчаников и аргиллитов. В скважинах встречены линзы или агрегаты порфиروبластов глауберита и ангидрита. В низах свиты иногда присутствуют тонкие (до 5 см) линзовидные слои пепловых туфов, нередко пизолитового строения [Бакиров, Колесникова, 1963], линзы черных кремней, а севернее, в Учаральском районе, — галит. Свита среди верхнепалеозойских толщ легко распознается по частому чередованию слоев кремнистых известняков, наличию подводно-оползневых нарушений — микро-складок, колобков, брекчий и спиралей [Бакиров, 1967], присутствию в тяжелой фракции роговой обманки и биотита, растительного детрита, линз, желваков кремней, чешуи и зубов рыб, косоволнистой, редко крупной перекрестной слоистой мелководной зоны волнений в алевролитах и песчаниках.

Породы этой свиты отличаются высоким электрическим сопротивлением (от 50—60 до 125 Ом·м). Каракырская свита служит маркирующим репером внутри однообразных красноцветных отложений верхнего палеозоя.

Строение каракырской свиты характеризует разрез, составленный С. Б. Бакировым по р. Коктал и принятый за стратотип свиты [Геология СССР, т. XL, 1971]. Каракырская свита достаточно выдержана, легко картируется, изменяется от 45 до 110 м. Севернее породы приобретают сероцветный облик, более сульфатизированы и пиритизированы. Восточнее Таласского поднятия каракырская свита имеет пестроцветный терригенный облик (скв. 8-П, 263, 264 и т. д.). В Мойнкумском прогибе среди терригенных пород появляются включения и слои прозрачного и розового галита, а мощность свиты возрастает до 180 м.

Каракырская свита состоит из алевролитов и пелитоморфных известняков. Алевролиты имеют коричневый, реже серый цвет. Текстура их горизонтально-слоистая, иногда прерывистая; отмечаются пологоволнистая, реже косая слоистость. Кластический материал, как правило, плохо окатан, хорошо отсортирован и имеет олигомиктовый состав. Среди обломков преобладают полевые шпаты (21,4—96,8%), представленные пелитизированным калишпатом (ортоклаз-микроклином) и плагиоклазом (олигоклаз-андезитом). Содержание кварца 0,6—23,8%. Присутствуют редкие обломки (около 0,5%) кремнистых, серицито-кремнистых, хлорито-кремнистых глинистых и карбонатных пород, микролитовых лав, микрофельзитов, редкие чешуйки слюд, хлорита, зерна роговой обманки. Содержание тяжелой фракции в алевролитах колеблется от 0,05 до 29,6% при среднем содержании ее менее 1%. Она состоит, кроме роговой обманки, из рудных минералов, лейкоксена, турмалина, циркона, рутила, анатаза, эпидот-цоизитовых минералов, сфена, граната, апатита, корунда. Присутствуют аутигенные минералы — кальцит, доломит, ангидрит, гипс, глауберит, целестин, барит, пирит, опал.

В алевролитах отмечены типы цементации: контактный, регенерационный, поровый, кристаллизационный, пойкилитовый и базальный. Наиболее часто отмечается кальцитовый, поровый и базальный цемент, окрашенный гидроокислами железа. Карбонатность алевролитов составляет 30% породы. Реже в цементе присутствуют гипс и ангидрит (пойкилитовый цемент), глинистый материал, гидроокислы железа.

Песчаники встречаются реже и отличаются мелкозернистой структурой, слабой окатанностью и средней сортировкой зерен со значительной примесью обломков алевритовой размерности. Минералогический состав, структурно-текстурные особенности их мало отличаются от таковых алевролитов.

Аргиллиты бирюзово-зеленоватого, серого и коричневого цвета встречаются в виде тонких прослоев и примазок в других породах. Сложены они глинистыми минералами с примесью кристаллического кальцита, гидроокислов железа, пирита и обломочных минералов алевритовой размерности. Количество последних обильное — до 50% шлифа.

Гравелиты и брекчии отмечены в районе оз. Акколь и восточнее. Единичные прослои их сантиметровых мощностей состоят из плоских остроугольных фрагментов подстилающих известняков, мергелей, аргиллитов, алевролитов, костных обломков, пластинок биотита. Плохо отсортированные и окатанные обломки сцементированы базальным глинисто-известковым цементом с песчано-алевролитовым наполнением. Эти породы

генетически связаны с дельтовыми образованиями (пудинговая структура) или с подводно-оползневыми нарушениями.

Известняки и мергели образуют пласты мощностью от нескольких сантиметров до дециметров, редко до 1—2 м и группируются в 2—3 пачки внутри терригенных пород. Известняки имеют серый и темно-серый цвет, горизонтальную ленточную или прерывистую слоистость, обусловленную примесью углисто-битуминозного, глинистого и кремнистого вещества в отдельных слоях. По структуре различаются мелко- и криптокристаллические известняки с примесью (до 30—40%) алевролитового и глинистого материала. Примеси по составу идентичны описанным в алевролитах. Наблюдаются оолитовые разности с концентрическим и радиально-лучистым строением. Аутигенными включениями в известняках являются доломит, халцедон, кварц и сульфаты. В водной вытяжке терригенных пород, составляющей 2—11,7%, отмечены галит, сульфаты кальция, магния, натрия, бикарбонаты, хлориды магния. Сульфаты встречаются в виде мелких пластин розоватого гипса, стяжений, розетковидных агрегатов и невыдержанных прослоев голубовато-серого ангидрита и бластопорфировых ромбоэдрических кристаллов белого и бесцветного глауберита.

Возраст каракырской свиты определен раннепермским на основании растительных остатков, собранных С. Б. Бакировым по р. Коктал и определенных М. И. Радченко: *Calamites suckowi* Brongn., *C. cistii* Brongn., *Crucicalamites multiramis* Weiss., *Paracalamites decoratus* (Eichw.) Zal., *P. frigidus* Neub. На территории Чу-Сарысуйской впадины в породах свиты установлены небогатые раннепермские спорово-пыльцевые комплексы [Геология СССР, т. XL, 1971; Бакиров, 1974].

НИЖНИЙ — ВЕРХНИЙ ОТДЕЛЫ

Соркольская свита сложена бурями, сероватыми алевролитами, реже мелкозернистыми песчаниками с редкими и тонкими прослоями мергелей, аргиллитов, гипсов — ангидритов, глауберита, доломитов. Маломощные слои карбонатных пород образуют два маркирующих горизонта в верхней части свиты. Севернее, в Учарал-Тогускенском районе, в Сузакском прогибе породы обретают зеленовато-серую окраску. Для пород характерны тонкая листоватая и пологоволнистая линзовидная слоистость, розетки из порфиробластов ромбовидных кристаллов глауберита, аутигенная родуситовая минерализация, значительная сульфатизация.

Разрез стратотипа соркольской свиты составлен С. Б. Бакировым юго-западнее оз. Сорколь [Геология СССР, т. XL, 1971]. Мощность свиты изменяется от 80 до 150 м.

По литологическим особенностям породы соркольской свиты близки к каракырским и отличаются от последних почти полным отсутствием известняков и резким увеличением роли сульфатных пород в разрезе.

Алевролиты и мелкозернистые песчаники аналогичны описанным в каракырской свите.

Сульфаты (гипс, ангидрит, глауберит) развиты часто и слагают слои мощностью до 10—20 см, редко до 1—2 м, образуют пойкилитовый цемент терригенных пород, мелкие конкреционные стяжения. В водных вытяжках содержание их колеблется от 0,9 до 28%, что выше, чем в каракырской свите, и что служит показателем повышения концентрации

вод. В водных вытяжках присутствуют также галит (0,72—75,24% от суммы растворимых солей), хлориды магния, бикарбонат кальция.

Возраст соркольской свиты определяется раннепермским на основании растительных остатков, собранных нами в полосе оз. Сорколь — Ащиколь: *Walchia* sp., *Samaropsis* sp., *Dzungariella kisilkainarica* Salm. (заклЮчения М. И. Радченко и К. З. Сальменовой). Однако спорово-пыльцевые комплексы, определенные Л. Н. Ржаниковой и Г. В. Сакулиной, указывают на кунгурско-казанский возраст вмещающих пород. Наиболее представительный комплекс мiosпор получен в колонке скв. 53 в интервалах 577—604 м и включает следующий обобщенный список: *Protohaploxypinus tractiferirus* Sam., *P. prolixus* Lub., *P. tecturatus* (Lub.), *P. striatus* Lub., *Azonatriletes varius* Lub., *A. osmundae* Sam., *A. notatus* Lub., *Protodiploxypinus silvestrytipus* Sam., *Protopodocarpus alatus* (Lub.), *Ginkgooletes retroflexus* Sam., *Cedrus* cf. *parvisacea* Sauer, *Cordaitina ornata* Sam., *C. spongiosa* (Lub.), *Protocedrus parvi-extensisaccus* Sam., *Calamospora hartungiana* Schoph., *Cordaitozonotriletes verus* Sadk. В верхней половине свиты найдены зубы и череп котилозавров, чешуя рыб *Acrolepis*, *Elonichtys* пермского возраста.

ВЕРХНИЙ ОТДЕЛ

Тузкольская свита литологически четко расчленяется на две подсвиты: нижнюю, соленосную и верхнюю, надсоленосную. Нижняя подсвита на северо-восточном склоне М. Каратау связана постепенным переходом с соркольской свитой и сложена заглпсованными красно- и пестроцветными алевролитами, реже мелкозернистыми песчаниками и аргиллитами, переслаивающимися с пластами гипса, ангидрита. Для терригенных пород, составляющих основной фон разреза подсвиты, характерны насыщенность гипсом, реже ангидритом, красновато-коричневая мелкопятнистая окраска, сложные косоволнистые типы слоистости, нарушенные текстурами взмучивания, взламывания, «знаков нагрузки», ходами донных организмов.

На территории Чу-Сарысуьской впадины в нижней подсвите сульфатные прослои замещаются галитом, с которым ассоциируют тонкие прослои, линзы, конкреционные стяжения гипса, ангидрита, миллиметровые слои и линзы мергелей, доломитов.

Верхняя подсвита постепенно сменяет нижнюю подсвиту и отличается от нее отсутствием эвапоритов, более прубозернистым составом, наличием мелкой разнообразной ряби (рис. 16). В Учарал-Тогускенском участке расчленяется на три толщи: нижнюю — алевролито-аргиллитовую, среднюю — косослоистых заглпсованных мелкозернистых песчаников и алевролитов и верхнюю — алевролито-аргиллитовую, которые довольно четко отбиваются и на электрокаротажных диаграммах.

Мощность тузкольской свиты в прикаратауском районе в среднем составляет 800 м. При этом мощность нижней подсвиты изменяется от 40 м (Тогускенское поднятие) до 560 м в Акжарской антиклинали (скв. 33-Г); средняя ее мощность около 400—450 м. Мощность верхней подсвиты в зависимости от денудационного среза изменчива и достигает 600 м.

По литологическим особенностям песчаники и алевролиты тузкольской свиты мало отличаются от каракырских и соркольских. В тузкольской свите эти породы всегда окрашены в оттенки красного и коричневого цвета; окраска их пестро-пятнистая, распределяется цветовая гам-

ма по слоистости и зависит от содержания примесей, неравномерно распределенных по прерывистым косым слойкам. Карбонатность терригенных пород по сравнению с соркольской свитой повышена (в среднем около 20—30% от веса породы). В составе кластических компонентов наблюдается уменьшение содержания кварца (среднее 4—5%) и кремнистых пород (среднее 3—5%) при одновременном увеличении (до 97,2%) полевых шпатов, рудных минералов (до 84,5%) в составе тяжелой фракции. Это различие объясняется оживлением эпейрогенических движений положительного знака и, как следствие этого, разрушением свежих пород в области питания.

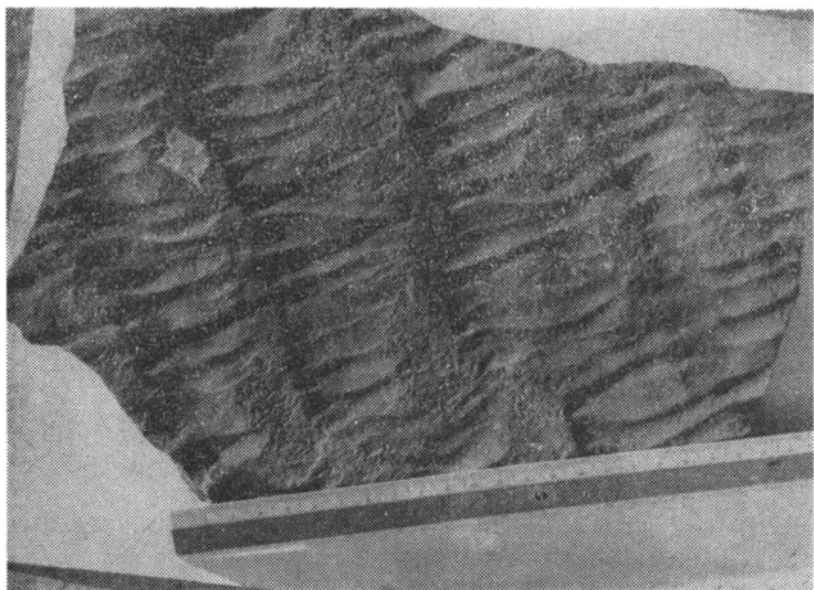


Рис. 16. Рябь волнения в алевролитах.

Фотография поверхности песчаника, верхнетузкольская подсвета. Восточный берег оз. Тузколь

Гипс и ангидрит широко развиты в нижней подсвете, особенно вдоль всего М. Каратау, где они фациально замещают галит по периферии солеродных бассейнов. Слои сульфатов обычно измеряются сантиметрами и дециметрами, а суммарная мощность достигает десятков метров. Гипс встречается в виде мелкозернистого сахаровидного агрегата белого и розоватого цвета, реже в форме крупных пластин медово-желтоватого, серовато-белого цвета, а также в виде пойкилитового цемента терригенных пород. Селенит образует во всей свите многочисленные согласные и секущие прожилки игольчато-волоконистых кристаллов. По Соркольскому месторождению гипса содержится от 8,6 до 65,5% [Бакиров, 1962].

Каменная соль образует пласты мощностью от сантиметров до 28 м, мелкие прожилки, гнезда, порфиробластовые включения, присыпки, корочки (рис. 17), составляющие до 40—50% подсветы. Цвет галита разнообразный: чаще серый, дымчато-серый, коричневатый, реже кремовый, розовый, янтарный, голубовато-синий, красно-оранжевый, что зависит от наличия глинистых, железистых и других примесей, пузырьков

газа, остатков рапы в пустотах ангидрита, полугидрата, углистого шлама, родусита, тенардита, всегда присутствующих в том или ином количестве (от 14 до 25%). Кроме них в кристаллах отмечаются аутигенные и обломочные зерна кварца, альбита, кальцита, доломита. В химических анализах галита обращает на себя внимание низкое содержание хлоридов калия (десять доли процента) и магния (до 1—2%), низкое отношение $\text{Br} \cdot 10^3 / \text{Cl}$ (в пределах 0,011—0,002) и йода [Гуляева и др., 1968]. Целестин образует согласные жилы альпийского типа мощностью до 5—6 см в верхней части нижней подсвиты. Жилы с ровными гладкими стенками имеют пребенчатое, реже радиально-лучистое строение и прослежены на 13,5 км вдоль северных бортов оз. Тузколь и Ащиколь.

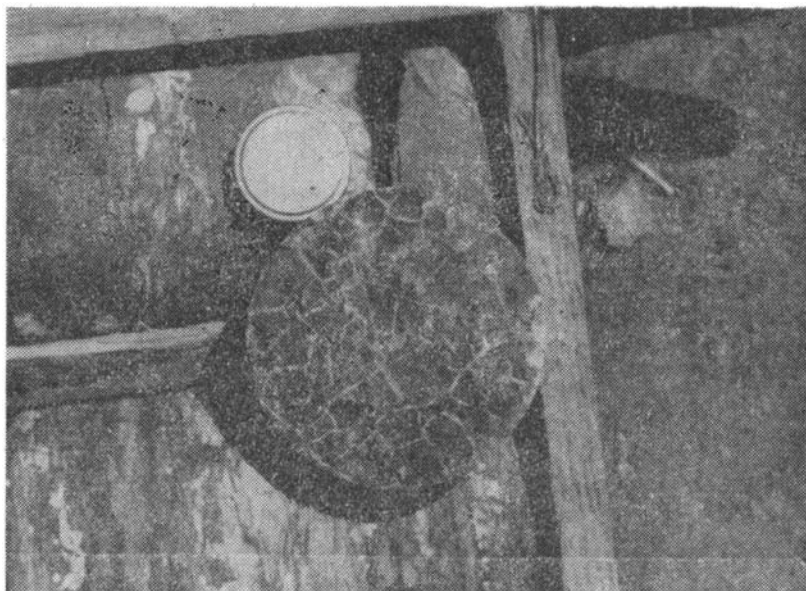


Рис. 17. Трещины усыхания в аргиллитах, выполненные галитом. Фотография керна, нижнетузкольская подсвита. Участок Учарал

Возраст тузкольской свиты определяется позднепермским по палинологическим данным и ее стратиграфическому положению. Она согласно сменяет соркольскую свиту, охарактеризованную спорово-пыльцевым комплексом кунгурско-казанского яруса. Позднепермский комплекс миоспор получен Л. Н. Ржаниковой из сульфатоносных алевролитов скв. 57 (Аккольский район) в интервале 263,4—267,2 м и Г. В. Сакулиной и Е. К. Тереховой из мусористых алевролитов скв. 5-Г (Сузакский прогиб) в интервале 928,6—934,3 м: *Calamospora hartungiana* Schop., *Azonialetes indefinites* Sam., *A. tabaginus* Sam., *Lebachia pulchertma* Sauer, *Ullmannia splendida* Sam., *Podocarpites alatus* Abr. et Martch., *Pinites latissimus* (Lub.) Abr. et Martch., *P. elegans* (Lub.) Abr. et Martch., *Striatopodocarpites nudus* (Lub.) Sauer, *Vittatina subsaccata* Sam., *V. striata* Lub.

Г. В. Сакулина отмечает, что приведенный список несколько отличается от спектров соркольской свиты. В нем разнообразнее споры и пыльца более молодого облика типа *Paucistriatoabies* Sauer, характерные для верхнепермских отложений.

ТРИАСОВАЯ СИСТЕМА

Триасовые отложения в Каратау подразделены на наутскую и чокпакскую свиты.

Наутская свита выделена К. С. Джумабаевым в 1979 г. Распространена на юго-западном склоне Б. Каратау, в предгорьях Боролдайтау, где она залегает в локальных депрессиях долинно-карстового происхождения. Свита представлена толщей пестроцветных глин общей мощностью не более 50 м, залегающей на домезозойских образованиях, перекрывается различными по возрасту отложениями мела и юры, из которых наиболее древними являются отложения кельтемашатской свиты, относимой по палинологическим данным к низам нижней юры. Учитывая положение наутской свиты в разрезе бокситоносных отложений Тянь-Шаня, К. С. Джумабаев принимает ее возраст условно поздне триасовым (карнийско-норийским).

Чокпакская свита выделена в разрезах Чокпакского и Таскомырсайского угольных месторождений. Установлено, что свита залегает с резким угловым несогласием на разновозрастных породах палеозоя. Основным ее литологическим признаком является преобладание в разрезе грубообломочных пород — конгломератов, гравелитов и песчаников с косою слоистостью руслового типа. Для нижней половины свиты характерно чередование крупных пачек конгломератов и гравелитов, разделенных разнозернистыми песчаниками. Выше по разрезу среди конгломератов и гравелитов появляются слои серых мелкозернистых песчаников и алевролитов, содержащих линзы угля и обломки обуглившейся древесины. Мощность свиты достигает 400 м. В породах свиты не обнаружены растительные остатки хорошей сохранности, а попытки выделить из них споры и пыльцу закончились безрезультатно, поэтому возраст свиты принят по положению в разрезе условно поздне триасовым.

ЮРСКАЯ СИСТЕМА

Первые сведения о юрских отложениях Каратау появились еще во второй половине прошлого столетия. Несмотря на длительную историю изучения, стратиграфия их оставалась до последнего времени дискуссионной. Основными причинами существования спорных положений являются сравнительно слабая обнаженность юрских отложений, их значительная литологическая изменчивость и сложная тектоническая структура, что затрудняет проследживание стратиграфических подразделений на площади, а также недостаточная изученность органических остатков. Проведенные в последние годы систематические палинологические исследования и детализация разрезов юрских отложений способствовали достаточно надежному обоснованию возраста выделенных свит (табл. 2).

Таскомырсайская свита отличается частым переслаиванием в разрезе песчаников, алевролитов, аргиллитов и углей. Среди этих пород отмечаются редкие маломощные слои конгломератов, обычно тяготеющие к низам свиты. В разрезе оврага Акбулак нижняя граница свиты проводится по кровле крупного слоя конгломерата, выше которого преобладают тонкозернистые породы и появляются угольные пласты. Определенной последовательности в чередовании слоев пород различного литологического состава в свите не наблюдается, но количественные соотношения их претерпевают значительные изменения в разрезе и по площади. На-

пример, на Таскомырсайском месторождении угольные пласты сосредоточены в верхней половине свиты, что позволяет разделить ее на две подсвиты. В нижней подсвите преобладают тонкозернистые породы, среди которых слои правелитов и крупнозернистых песчаников размещаются ближе к основанию. Верхняя подсвита заключает все угольные пласты рабочей мощности, размещающиеся среди алевролитов, аргиллитов и песчаников. Мощность свиты меняется от 400 до 650 м.

Т а б л и ц а 2. Схема стратиграфического расчленения юрских отложений хребта Каратау

Система	Отдел	По А. К. Бувалкину, Е. И. Мураховской, Г. В. Сакуниной и др. (1971 г.)		По А. К. Бувалкину, Л. И. Котовой, М. И. Жаймину (1983 г.)			
		Ярус					
Юрская	Верхний	Волжский	Карабастауская свита, 350 м	Несогласие	Карабастауская свита, до 350 м		
		Кимериджский					
		Оксфордский	Несогласие Боролсайская свита, 350 м				
	Средний	Келловейский	Кашкаратинская свита, 200 м	Несогласие	Чохайская свита, до 300 м		
		Батский	Несогласие Куркуреуская свита, 250 м				
		Байосский	Несогласие Боролдайская свита, 250 м				
		Ааленский					
		Тоарский	Несогласие Таскомырсайская свита, до 650 м			Несогласие	
		Плинсбахский				Таскомырсайская свита, до 650 м	Таскомырсайская свита, до 650 м
							Синемюрский
	Геттангский	Кашкаратинская свита, 200 м					
	Триасовые отложения (?)		Чокпакская свита, до 400 м	Чокпакская свита, до 400 м			
	Породы палеозоя		Несогласие	Несогласие			

Все типы обломочных пород, особенно тонкозернистые, изобилуют растительными остатками. В районе Таскомырсайского месторождения найдены остатки пресноводных моллюсков и ракообразных *Ferganococha jerekensis* Tschern., *F. curta* Tschern., *Darwinula affixa* Man. По заключению М. И. Мандельштама и Г. Г. Мартинсона, эти фаунистические остатки указывают на раннеюрский возраст вмещающих пород. Аналогичное суждение о возрасте свиты высказали В. Д. Принада [Бувалкин, 1958] и А. И. Турутанова-Кетова [1936]. Е. И. Мураховская [Геология СССР, т. XL, 1971] приводит для различных частей разреза таскомырсайской свиты четыре палинокомплекса, позволяющих определить ее возраст рэт-раннеюрским.

В 1979 г. Л. И. Котовой по пробам пород одной из картировочных скважин на площади Чокпакского месторождения изучен спорово-пыльцевой комплекс, в котором преобладает пыльца примитивного строения *Protoconiferus funarius* (Naum.) Bolch., *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mal., *Pseudopinus pergrandis* Bolch., и обязательно участвует реликтовая пыльца *Striatopinites* sp., *Florinites* sp., *Chordasporites singulichorda* Klaus. В целом комплекс позволяет отнести нижнюю часть таскомырской свиты к низам нижней юры, условно — к геттанг-синемюрскому ярусу. Для верхней части свиты установлен более молодой, условно плинсбахский спорово-пыльцевой комплекс с преобладанием пыльцы хвойных растений при отсутствии реликтов палеозойской и триасовой флоры.

Кашкаратинская свита надежной возрастной характеристики не получила. Однако имеющиеся данные палинологических исследований и факт залегания под боролсайской свитой заставляют отнести ее к нижней юре. Площадь распространения кашкаратинской свиты ограничена на северо-востоке выходами палеозойских пород М. Каратау. Вдоль этой границы свита прослежена от Боролдайского месторождения до р. Алмалы, залегая на этом пространстве несогласно на красноцветных породах среднего карбона. Сложена она исключительно песчаниками, мелко- и среднезернистыми, с хорошо выраженной плитчатой отдельностью, окрашенными ниже зоны выветривания в серый цвет. Мощность свиты 200 м.

Литологический состав кашкаратинской свиты в северо-западном направлении меняется. По мере удаления от долины р. Кашкарата плитчатые песчаники замещаются алевролитами; кашкаратинская свита постепенно сменяется тонкозернистыми породами нижней части разреза боролсайской свиты, которые налегают непосредственно на известняки карбона. В песчаниках кашкаратинской свиты встречены растительные остатки плохой сохранности. Л. И. Котова из верхних горизонтов свиты оврага Боролсай выделила споры и пыльцу: преобладает пыльца хвойных семейства Pinaceae и пыльца *Quadraeculina anellaeformis* Mal., *Q. limbata* Mal. В отдельных спектрах много пыльцы *Ginkgocycadophytus* и хвойных примитивного строения из групп *Protoconiferus*, *Paleoconiferus*, *Protopicea*. Состав спорово-пыльцевого комплекса не оставляет сомнения в раннеюрском возрасте вмещающих пород.

Боролсайская свита имеет условную нижнюю границу, которая устанавливается по появлению среди плитчатых песчаников слоев темно-серых алевролитов. Однако эта граница прослеживается лишь на площади развития кашкаратинской свиты. Данные бурения скважин показали, что в бассейне р. Улькен-Бугунь вдоль юго-западного обрамления юрской полосы боролсайская свита залегает с угловым несогласием на породах палеозоя. В стратотипическом разрезе свиты оврага Боролсай преобладают алевролиты темно-серой окраски. Они включают тонкие слои песчаников и аргиллитов, которые в средней и верхней частях разреза обогащены сапропелево-гумусовым веществом. Вблизи пос. Леонтьевка мощность свиты достигает 650 м; здесь она представлена серыми алевролитами массивного сложения. В низах свиты алевролиты включают рассеянную гальку известняков нижнего карбона. Мощность свиты в разрезе оврага Боролсай не превышает 350 м. Двойное ее увеличение в направлении на северо-запад обусловлено замещением алевролитами песчаников кашкаратинской свиты.

Э. Р. Орловской в обнажениях оврага Боролсай были найдены

остатки хвойных *Elatocladus* sp., *Pityophyllum* ex gr. *latifolium* Tur.-Ket., *P.* ex gr. *nordenskioldii* (Heer.) Nath., *P.* ex gr. *angustifolium* (Nath.) Moell., которые она сопоставляет с захоронениями в среднеюрских отложениях ур. Чохай. Возраст боролсайской свиты определен спорово-пыльцевым комплексом, полученным Л. И. Котовой из алевролитов оврага Боролсай. Доминирует в комплексе пыльца *Paleoconiferus asaccatus* Bolch., *P. kazymica* Rov., *Protoconiferus flavus* Bolch., *P. funarius* (Naum.) Bolch., *Florinites* sp., *Walchiites gradatus* Bolch., *Paleopicea glaesaria* Bolch., *Protopicea cerina* Bolch., *Protopodocarpus mollis* Bolch., *P. monochromatus* Bolch. (60—65% общего количества микрофосеилий). Содержание пыльцы молодого облика семейства Pinaceae не превышает 20—25%. Споры папоротникообразных растений *Cyathidites* sp., *Leiotriletes* sp., *Bolchovitinaesporites compactus* (Bolch.) Sem., *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuz., *Toroisporis* sp. составляют 3—4%. Близкий спорово-пыльцевой комплекс получен из пород нижней части разреза боролсайской свиты вблизи пос. Леонтьевка.

Верхняя часть разреза боролсайской свиты, вскрытая скважиной в 2 км южнее пос. Алгабас на р. Айтвайт-Чаян, охарактеризована существенно иным спорово-пыльцевым комплексом. Доминирует в нем пыльца двухмешковых хвойных, близкая семействам Pinaceae, Podocarpaceae (до 55%). Субдоминанты комплекса *Protoconiferua funarius* (Naum.) Bolch., *P. flavus* Bolch., *Dipterella oblatinoides* Mal. (до 10%), *Ginkgocycadophytus* sp., *Quadraeculina anellaeformis* Mal. (до 16%). Реликты палеозойской флоры отсутствуют. Приведенные комплексы позволяют датировать боролсайскую свиту ранней юрой (условно геттанг-плинсбахом), т. е. считать, что она полностью синхронна с таскомырсайской свитой.

Куркуреуская свита представляет собой мощную толщу грубообломочных пород, которая знаменует начало второго этапа осадконакопления в юрском периоде на территории Каратау. Широко развита эта свита в северо-западной части юрской полосы. На площади между рр. Арыстанды и Бала-Турлан свита залегает с резким угловым несогласием на породах девона и карбона. Основная часть ее разреза выражена частым переслаиванием разногалечных конгломератов и песчаников; последние иногда сменяются алевролитами с линзами блестящего угля. Мощность свиты достигает 400 м, но установлено ее сокращение в бассейне р. Бала-Бугунь до 100 м. На склонах оврагов Таскомырсай и Куркуреу Э. Р. Орловская [Долуденко, Орловская, 1976] обнаружила раннеюрские растительные остатки.

Из тонкозернистых пород свиты оврага Куркуреу Л. И. Котова получила спорово-пыльцевой комплекс, в котором доминирует пыльца *Ginkgocycadophytus* sp. (до 40%), субдоминантами являются различные представители родов *Piceapollenites*, *Pinuspollenites* (до 26%), реже встречается пыльца хвойных примитивного строения *Protoconiferus*, *Protopicea*, *Protopinus*. Споровую часть комплекса составляют *Cyathidites minor* Coupr., *C. hausmannioides* Kuz., *Cyathidites* sp., *Leiotriletes* sp., *Dictyophyllidites* sp., *Osmundacidites* sp. По содержанию руководящих таксонов комплекс близок тоарским комплексам Средней Азии, Мангышлака, Русской платформы и Сибири, где возраст заключающих их пород определяется также по фаунистическим остаткам.

Боролдайская свита занимает значительные площади в северо-западной половине юрской полосы. Здесь она повсеместно налегает согласно на грубообломочные породы куркуреуской свиты. Для боролдайской

свиты характерны тонкозернистые породы, представленные чередующимися слоями алевролитов и аргиллитов серой окраски. Среди этих пород встречаются редкие прослой углей и песчаников. В верхней половине разреза свиты песчаники слагают пачку мощностью до 60 м, которая на отдельных участках прослеживается в рельефе благодаря их плитчатой отдельности, что на раннем этапе изучения юрских отложений считалось основным доказательством их принадлежности к кашкаратинской свите, обнажающейся в долине р. Кашкарата.

В юго-восточной половине юрской полосы боролдайская свита занимает ограниченные площади, где налегает с резким угловым несогласием на породы палеозоя. На этих площадях в свите присутствуют угольные пласты рабочей мощности (Боролдайское и Сунгинское месторождения). Отличительной особенностью боролдайской свиты можно считать сосредоточение в нижней части разреза угольных пластов.

На высоком левом склоне долины р. Усуктас в тонкозернистых породах, залегающих выше пачки плитчатых песчаников, собраны остатки моллюсков *Pseudocardinia angulata* Ch. Kol., *P. rotunda* Ch. Kol., известные в среднеюрских отложениях Сибири. Л. И. Котовой из пород свиты, обнажающихся в бассейне р. Улькен-Бугунь и вскрытых скважинами на левобережье р. Айтвайт-Чаян, получено два спорово-пыльцевых комплекса. Нижний из них (тоарский) характеризуется преобладанием пыльцы семейства Pinaceae (36—45%), а также *Ginkgoales* (18—30%). Большое место в комплексе занимают споры *Cyathidites* (12—18%). Отмечены единичные экземпляры спор *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuz., *Todisporites minor* Coup., *Bolchovitinaesporites compactus* (Bolch.) Sem. и пыльца хвойных примитивного строения.

В верхней части разреза боролдайской свиты выделен аален-байосский комплекс с доминирующей ролью спор *Cyathidites minor* Coup., *C. australis* Coup., *C. hausmannioides* Kuz., *C. junctus* (К.-М.) Alim., *Cyathidites* sp., *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuz., *O. wellmanii* Coup. Содержание пыльцы голосеменных растений не превышает 21%, и представлена она различными видами *Piceapollenites*, *Pinuspollenites*, *Ginkgocycadophytus*.

Чохайская свита доступна наблюдению в редких и далеко разбросанных обнажениях, одно из которых, известное захоронениями растительных остатков, находится в ур. Чохай. За последние годы скважинами были вскрыты различные части разреза свиты вблизи пос. Успеновка (Галкино), в ур. Аулие, западнее пос. Леонтьевка и в бассейне р. Сасык. На всем пространстве юрской полосы между Чокпакским угольным месторождением и р. Чаян эту свиту представляет толща алевролитов и аргиллитов, окрашенных в серый и темно-серый цвет, уступающих по степени литификации алевролитам и аргиллитам боролсайской свиты. Для низов свиты характерны включения галек известняков. Залегают чохайская свита с резким угловым несогласием на породах нижнего карбона. Мощность свиты 300 м.

Изучением крупномерных растительных остатков, обнаруженных в ур. Чохай, занимались А. И. Турутанова-Кетова и Э. Р. Орловская. Из различных частей разреза свиты в обнажении ур. Чохай и по скважине, расположенной в 2 км западнее пос. Леонтьевка, получен спорово-пыльцевой комплекс. В нем доминирует пыльца хвойных молодого облика родов *Pinuspollenites*, *Piceapollenites* (45—75%); содержание пыльцы *Parvisaccites enigmatus* Coup., *Cedripites* sp. достигает 19%. В небольшом количестве отмечены зерна *Araucariacites australis* Cook.,

Podocarpidites sp., *Spheripollenites psilatus* Coup., *Schizosporis parvus* Cook. et Dett., *Applanopsis segmentatus* (Balme) Ven., *Perinopollenites elatoides* Coup.; спорадически встречается пыльца *Classopollis classoides* Pflug. Споры в количественном отношении уступают пыльце, но видовой состав ее довольно разнообразен — *Cyathidites australis* Coup., *C. minor* Coup., *C. junctus* (К.-М.) Alim., *C. triangularis* Rom., *Osmundacidites jurassicus* (К.-М.) Kuz., *O. wellmanii* Coup., *Klukisporites variegatus* Coup., *Lycopodiumsporites perplicatus* (Bolch.) Vin., *Convurrencisporites disparituberculatus* Vin. и др. Этот палинокомплекс позволяет считать возраст чохайской свиты среднеюрским, условно батским.

Карабастауская свита четко выделяется среди других подразделений юрского разреза Каратау наличием карбонатных пород — доломитов, известняков и мергелей. Характерным признаком свиты служат слои светло-серых доломитов, которые при ударе легко распадаются на плитки и тонкие пластины. На плоскостях наслоения тонколистоватых доломитов встречены великолепной сохранности остатки растений, насекомых, рыб, летающих ящеров, черепах и других представителей поздней юрской фауны [Геккер, 1948; Панфилов, 1968; Долуденко, Орловская, 1976].

Распространение карабастауской свиты ограничено пределами юго-восточной половины юрской полосы; здесь она сохранилась от размыва на отдельных участках, расположенных в 1,5 км западнее пос. Успеновка (Галкино), в ур. Аулие, вблизи пос. Актас и на водоразделе рр. Сасык, Улькен-Бугунь, Бала-Бугунь и Кашкарата, прорезанном южнее пос. Китаевка глубоким оврагом Карабастау. Крутые склоны этого оврага позволяют наблюдать наложение пород в свите и налегание ее непосредственно на известняки нижнего карбона. Изменения литологического состава свиты по площади прослеживаются путем сопоставления разрезов скважин, пробуренных на водораздельном пространстве южнее пос. Китаевка. В основании свиты располагается горизонт конгломератов мощностью до 20 м. Вдоль юго-западного края водораздела горизонт конгломератов налегает с резким угловым несогласием на известняки нижнего карбона, а в пределах юрской полосы он покоится на размытой поверхности пород чохайской и боролсайской свит. Горизонт конгломератов перекрыт песчаниками, которые выше по разрезу переходят в алевролиты карбонатные, тонкослоистые, серого цвета. Основную часть разреза свиты слагают три-четыре крупные пачки доломитов и известняков, разделенные мергелями, алевролитами и песчаниками. Мощность свиты не превышает 350 м.

Возраст карабастауской свиты долгое время оставался предметом дискуссии, несмотря на обилие палеонтологического материала, полученного за многие годы систематических сборов остатков растений, насекомых и рыб в ур. Аулие и в овраге Карабастау. Первые палинологические данные о верхнеюрском возрасте были получены Е. И. Мураховской [1968]. В последние годы Л. И. Котовой выделен поздней юрский (условно кимериджский) спорово-пыльцевой комплекс из пород карабастауской свиты по скважинам, пробуренным южнее пос. Китаевка и вблизи пос. Успеновка. В комплексе пыльца *Classopollis* Pflug составляет 93—98% при участии пыльцы *Piceapollenites variabiliformis* (Mal.) Pet., *Piceapollenites* sp., *Ginkgo parva* Bolch., *Applanopsis trilobatus* (Balme) Goub., *Podozamites* sp., спор *Cyathidites junctus* (К.-М.) Alim., *C. hausmannioides* Kuz., *Leiotriletes* sp.

Н. Н. Севрюгин и З. П. Щербакова предложили дополнить страти-

графический разрез юрских отложений Каратау балабугуньской свитой, представленной красноцветными карбонатными глинами с прослоями пелитоморфных известняков общей мощностью до 60 м. Свита датируется по положению в разрезах либо концом юры, либо началом мела.

МЕЛОВАЯ СИСТЕМА

В Каратау меловые отложения распространены главным образом вдоль юго-западного склона хребта и небольшими пятнами в долине р. Кашкараты, разделяющей Б. и М. Каратау. В обнажениях северо-восточного склона Б. Каратау и в М. Каратау они неизвестны. В настоящее время установлено, что к северу от р. Чаян в их разрезе присутствуют только верхнемеловые образования [Быкадоров и др., 1966; Геология СССР, т. XL, 1971]. К югу от р. Чаян, на юго-западном склоне г. Боролдайтау, разрез меловых отложений более полный, и в нем участвуют как верхне- так и нижнемеловые толщи.

Отложения большинства меловых подразделений имеют терригенный состав, пестроцветную окраску и накапливались в континентальных условиях, что наряду с очень редкими находками органических остатков затрудняет расчленение и корреляцию разрезов. Все же, благодаря обширным геолого-съёмочным, поисковым на бокситы и гидрогеологическим работам, проведенным в последние 15 лет, удалось достаточно детально изучить их и провести расчленение на местные подразделения.

Изучением меловых отложений района занимались сотрудники Южно-Казахстанского геологического управления О. А. Федоренко, Е. А. Никитин, Н. Н. Севрюгин, Ф. Я. Валеев, Л. А. Полумискова и др. и Института геологических наук им. К. И. Сатпаева Б. С. Цирельсон, А. В. Лосева, Л. Т. Гребенкина, Л. С. Штыренко и др. В результате работ этих исследователей в разрезе меловых отложений выделены пять стратиграфических подразделений: песчано-конгломератовая толща, шаштюбинская, кызылатинская, котурбулакская свиты и толща пестроцветных доломитистых глин (табл. 3).

Песчано-конгломератовая толща ($K_1 - K_2c$) распространена только в предгорьях Боролдайтау. В разных разрезах она имеет неодинаковый состав. Ближе к хребту сложена почти целиком разногалечными розовато-серыми конгломератами на песчано-карбонатном цементе, с линзовидными прослоями розовато-серых песчаников. В юго-западном направлении конгломераты постепенно, начиная с верхней части разреза, замещаются красноцветными, карбонатными песчаниками, содержащими единичные прослой конгломератов. Общая мощность толщи достигает 150—170 м. Залегает она с отчетливым размывом на верхнеюрских отложениях, в редких случаях на бокситоносной наутской свите и чаще всего на известняках палеозоя.

Органических остатков в толще не обнаружено, и ее возраст (нижний мел — сеноман) принят условно на основании положения в разрезе под палеонтологически охарактеризованными прибрежно-морскими отложениями нижнего турона.

Шаштюбинская свита (K_2sht) распространена отдельными пятнами в северо-западной части юго-западного склона Б. Каратау (к северу от р. Чаян), заполняя главным образом эрозионно-карстовые депрессии в домезозойском фундаменте. Наиболее полные разрезы свиты изучены в естественных обнажениях и по скважинам в районе с. Атабай. Представлены они здесь красно-коричневыми комковатыми глинами с мало-

мощными линзовидными прослоями пестрых алевролитов. В глинах отмечаются оолитовые железистые включения диаметром до 3—4 мм, а по химическим анализам зафиксировано повышенное содержание глинозема (до 25%). Общая мощность свиты до 15 м.

Из органических остатков в отложениях свиты установлены только обломки панцирей черепашек, по заключению В. В. Кузнецова, верхне-мелового облика и фрагменты пресноводных моллюсков *Pseudohyria* sp., не определяющие возраста вмещающих отложений. По положению в разрезе и преимущественно глинистому составу она лучше всего сопоставляется с низами нижнетуронских отложений сопредельной Сырдарьинской впадины. Такая корреляция согласуется и с палеогеографическими реконструкциями, позволяющими считать, что осадки шаштюбинской свиты накапливались на пенеплене, синхронно с началом раннетуронской трансгрессии.

Кызылатинская свита (K_2kz) распространена вдоль всего юго-западного склона Б. Каратау. К ней отнесена толща тонкослоистых зеленовато-серых и пестрых (серых, сиреневых, фиолетовых, иногда красноцветных) глин, алевролитов и песчаников с редкими маломощными (до 1 м) прослоями мергелей и известняков. В подошве разреза местами отмечается слой (до 2—3 м) гравелита и конгломерата. Отложения свиты накапливались в прибрежно-морских условиях и на прибрежной равнине, эпизодически заливавшейся морем. Ее мощность изменяется от 20 до 60 м. Залегает свита с разрывом либо на породах шаштюбинской свиты, либо на песчано-конгломератовой толще нижнего мела — сеномана (в предгорьях Боролдайтау), либо непосредственно на домезозойских образованиях.

Из отложений свиты А. Р. Перфильевой и Л. А. Полумисковой по многим скважинам получены спорово-пыльцевые спектры, идентичные таковым из морских нижнетуронских отложений сопредельной Сырдарьинской впадины. Из керна ряда скважин и из обнажений вблизи с. Атабай А. В. Лосева определила морские двустворки *Anomia ewaldi* Frech., распространенные в морских отложениях турона юго-западных отрогов Гиссарского хребта, а по скважинам вблизи Яныкургана в низах разреза свиты ею встречены пресноводные моллюски: *Pseudohyria kysylkumaensis* Martins., *Pseudohyria* sp., *Cuneopsis* sp., известные из сеноманских отложений Ферганы, Приташкентских Чулей и Центральных Кызылкумов.

Таким образом, спорово-пыльцевой комплекс, находки моллюсков и положение кызылатинской свиты в разрезе позволяют датировать ее ранним туроном.

Котурбулакская свита (K_2kt) имеет более широкое распространение, чем шаштюбинская и кызылатинская, и залегает с разрывом либо на них, либо на домезозойских образованиях. Представлена она красноцветными и пестроцветными континентальными терригенными породами, состоящими из пачек косослоистых гравелитов, разнотернистых песков и песчаников с подчиненными прослоями алевролитов и глин. Для толщи характерен полимиктовый состав обломочного материала. Генетически отложения описываемой свиты представляют собой аллювиальные осадки. Общая мощность ее от 50 до 300 м.

В отложениях свиты по скважине, пробуренной в северо-западной части юго-западного склона Каратау (вблизи пос. Чиили), Л. А. Полумисковой выделен палинокомплекс, на основании которого возраст вмещающих пород можно принять в рамках верхнего турона — кампана.

В карьере пос. Котурбулак в песках свиты были найдены кости динозавра семейства *Nadrosauridae*. С учетом этих данных и положения котурбулакской свиты в разрезе ее возраст определяется в диапазоне поздний турон — кампан.

Толща пестроцветных доломитистых глин имеет переходный от мела к палеогену возраст ($K_2d—Pg_1^1$) и для удобства изложения описана в разделе «Палеогеновая система».

ПАЛЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Палеогеновые отложения развиты главным образом вдоль юго-западного и северо-восточного склонов Б. Каратау и в северо-восточных предгорьях М. Каратау. В центральной части Б. Каратау известны только небольшие карстовые полости в палеозойских известняках, частично заполненные палеогеновыми зелеными глинами.

В выходах на поверхность палеогеновые отложения шире распространены на юго-западном склоне Б. Каратау и здесь же вскрыты многими сотнями скважин. На северо-восточном склоне Б. Каратау и в М. Каратау они известны в естественных обнажениях лишь на небольших участках. Изученность палеогеновых отложений в этой части района скважинами остается ниже, чем на юго-западном склоне хребта.

Палеогеновые отложения имеют преимущественно морской генезис и содержат многочисленные и разнообразные органические остатки. Это обстоятельство наряду с относительно высокой степенью изученности разрезов позволило выполнить довольно подробное их расчленение с выделением местных стратиграфических подразделений в ранге свит и толщ и провести их корреляцию с разрезами Средней Азии, Приаралья и Крымско-Кавказской области.

Основные данные по стратиграфии палеогеновых отложений получены: по юго-западному склону Б. Каратау — Т. А. Мордвилко, В. Н. Разумовой и А. Г. Черняховским, В. А. Загоруйко, В. А. Быкадоровым, А. В. Лосевой, С. М. Бляховой, М. Я. Мартыновой, Е. М. Круговой, Б. С. Цирельсоном, Ф. М. Ибрагимовым; по северо-восточному склону Б. Каратау и предгорьям М. Каратау — Е. А. Никитиним, Ю. Б. Коврижных, К. А. Ляджиной, Н. Е. Мельниковой, Е. К. Тереховой, С. М. Бляховой, В. А. Шахвердовым.

В результате усилий перечисленных исследователей в разрезе палеогеновых отложений района выделены толща пестроцветных доломитистых глин, а также свиты: чулаккурганская, капланбекская, кайнарбулакская, яныкурганская, муюнкумская и толща зеленых глин (табл. 4).

Толща пестроцветных доломитистых глин ($K_2d—Pg_1^1$) отчетливо выделяется в северо-западной части юго-западного склона Б. Каратау. Полные разрезы ее хорошо наблюдаются в естественных обнажениях в районах с. Атабай, пос. Яныкурган и в ур. Ерубай. Здесь толща с незначительным размывом, но очень четким контактом залегает на верхней песчано-алевроитовой пачке котурбулакской свиты и с размывом перекрывается доломитистыми песчаниками капланбекской свиты верхнего палеоцена.

В полных разрезах толщи выделяются две пачки: нижняя — красноцветные неслоистые плотные глины с незначительной примесью мелкого песчаного и алевроитового материала, верхняя — зеленовато-серые глины, аналогичные по структурно-текстурным особенностям и составу

Таблица 4. Стратиграфическая схема палеогеновых отложений Каратау

Система	Отдел	Крымско-Кавказская область						Большой Каратау		Малый Каратау (предгорья)
		Подобдел, ярус		Регио-ярус		Горизонт		юго-западный склон	северо-восточный склон	
		Верхний	Средний	Нижний	Верхний	Средний	Горизонт			
Палеогеновая	Эоценовый	Верхний Альминский	Бодракский	Кум-Белоглинский	Толща зеленых глин, до 200 м					
		Средний Симферопольский	Керестинский, куберлинский	Яныкурганская свита, до 50 м	Муюнкумская свита, до 80 м					
		Нижний Бахчисарайский	Кайнарбулакская свита, до 60 м							
		Верхний Качинский	Капланбекская свита, до 10 м							
		Нижний Инкерманский	Толща пестроцветных доломитистых глин, до 5 м	Чулаккурганская свита	Верхняя подсвита, до 40 м	Нижняя подсвита, до 20 м				
Меловая	Верхний Датский									

глинам нижней пачки. Переход между пачками постепенный, все разности пород доломитистые, но содержание доломитового материала отчетливо возрастает вверх по разрезу. Мощность нижней и верхней пачек составляет соответственно 10—20 и 4—8 м, общая мощность толщи до 25 м.

Органические остатки в толще не установлены, поэтому ее возраст принимается по положению в разрезе и сопоставлению со сходной по

составу босагинской свитой Восточных Кызылкумов, датированной спорово-пыльцевыми комплексами в рамках дания — раннего палеоцена.

Чулаккурганская свита (K_2 — $Pg_1\delta l$) на поверхность не выходит и распространена только на далекой периферии северо-восточного склона Б. Каратау, где вскрыта многими скважинами. По особенностям состава она подразделяется на две подсвиты: нижнюю и верхнюю.

Нижнечулаккурганская подсвита представлена пестроцветными и сероцветными глинами и алевролитами, серыми и белесыми песками. В глинах и песках отмечается карбонатность, а иногда прослой карбонатных песчаников мощностью первые метры. Мощность подсвиты колеблется от 6—8 до 20 м. Залегает она с разрывом либо на отложениях верхнего мела, либо непосредственно на домезозойских образованиях, по которым развита предпалеогеновая кора выветривания. В случаях, когда сохраняется преемственность фациальных обстановок от мела к палеогену, их расчленение затруднительно и основывается на палинологических данных.

Из темно-серых и серых алевролитов С. М. Бляховой получен спорово-пыльцевой комплекс палинозоны *Kizylkumina oenotheraformis*. По присутствию руководящих таксонов он позволяет сопоставить чулаккурганскую свиту с босагинской свитой Восточных Кызылкумов и с нижнепалеогеновыми отложениями Северного Приаралья и Тургайского прогиба (слои с *Cibicides lectus*) и, следовательно, отнести ее к данию — нижнему палеоцену.

Верхнечулаккурганская подсвита сложена пестроцветными, часто сероцветными глинами и алевролитами, а также серыми, белесыми и зеленовато-серыми глинистыми песками. Часто встречаются слоистые глины и алевролиты с высоким содержанием расщепленного органического вещества, отмечаются прослой с повышенной карбонатностью. Мощность подсвиты обычно составляет 35—40 м. Границу ее с нижнечулаккурганской подсвитой не всегда можно провести однозначно.

Из темно-серых и серых глинистых прослоев подсвиты получен комплекс спор и пыльцы палинозоны *Triatriopollenites confusus* — *Pentapollenites*. По составу руководящих таксонов он аналогичен комплексам капланбекской свиты юго-западного склона Б. Каратау и верхнего палеоцена Тургая (слои с *Gaudryina zolkaensis*).

Таким образом, по положению в разрезе и палинологическим материалам данная подсвита относится к верхнему палеоцену.

Капланбекская свита (Pg_1kp) распространена вдоль юго-западного склона Б. Каратау, где хорошо обнажена на поверхности, а также вскрыта многими скважинами.

В составе свиты преобладают карбонатные породы: доломиты, желтовато-серые и кремновые известняки-ракушечники, содержащие песчано-гравийный материал и нередко пласты песчаников, гравелитов и даже конгломератов.

По скважинам, пробуренным на периферии юго-западного склона хребта, разрез свиты представлен голубовато-серыми песчанистыми и глинистыми доломитами, переходящими в доломитистые мергели и глины. Отдельные прослой их содержат многочисленные ядра и отпечатки моллюсков различной сохранности, за счет которых образуются прослой пористых доломитовых ракушняков. В нижней части разреза свиты отмечаются гравийная галька кремней, кварца и известняков, линзы разнозернистого песчаника, а иногда и гравелитов, при этом грубозернистость материала увеличивается с приближением к хребту Каратау.

Мощность свиты не превышает 8—10 м. Залегают она с размывом на толще пестроцветных доломитистых глин дания — нижнего палеоцена, а в северо-западной части хребта и непосредственно на палеозойских породах.

В разное время различными исследователями были определены моллюски солоновато-водного капланбекского комплекса, установленного О. С. Вяловым для бухарских слоев Средней Азии. Комплекс содержит преимущественно эндемичные среднеазиатские виды с преобладанием представителей родов *Corbula*, *Modiolus*, *Cardita*, *Potamides*, *Cerithium*, не определяющие точный возраст вмещающих отложений.

А. В. Лосевой из отложений свиты в районах Яныкургана и ур. Ерубай кроме эндемичных форм определены: *Glycymeris volgensis* (Netsch.), *Cardium trifidum* Desh., *Nemocardium semidecussatum* (Koen.), *Pitar duponti* (Cossm.), *P. cf. montensis* (Cossm.), *Dosiniopsis fallax* Desh., *Calyptraea suessoniensis* Orb.

Большинство этих видов указывает на верхнепалеоценовый возраст вмещающих осадков. Однако такие виды, как *Pitar duponti* (Cossm.), *P. cf. montensis* (Cossm.), присущи в основном нижнепалеоценовым отложениям Украины и Поволжья.

С. М. Бляховой выделен палинокомплекс с *Triatriopollenites confusus*, который по составу руководящих таксонов сопоставим с комплексами верхнего палеоцена Тургайского прогиба и Северного Приаралья. Он аналогичен, как отмечалось, комплексу верхнечулакурганской подсвиты северо-восточного склона Б. Каратау и, следовательно, указывает на их синхронность.

Кайнарбулакская свита (Pg_{1-2kn}) характеризует новый этап палеогеновой седиментации, когда море покрывало весь район Каратау и здесь повсеместно накапливались морские осадки. Непосредственно в хребте кайнарбулакская свита и более молодые морские отложения палеогена уничтожены позднейшей эрозией, однако они широко распространены на его склонах. На юго-западном склоне Каратау кайнарбулакская свита обнажена значительно лучше, на северо-восточном она изучена в основном по разрезам скважин.

Кайнарбулакской свите присущ ряд особенностей, позволяющих уверенно выделять ее в разрезах. Это преимущественно глинистый состав, бескарбонатность, обогащенность органическим веществом и пиритом, серый и темно-серый цвет пород, наличие горизонта «шоколадных» глин в средней части, прослоев и линз кварц-глауконитового песка в подошве.

Наиболее полный и характерный разрез свиты наблюдается в северо-западной части хребта, как на юго-западном, так и на северо-восточном склоне. В нем отчетливо выделяются три литологические пачки. Нижняя наиболее изменчива. В строении ее обычно участвуют серые и темно-серые алевролитистые глины с небольшим количеством органического (сапропелевого) материала и пирита, с прослоями кварц-глауконитовых песчаников и песков. Местами в ней преобладают глинистые кварц-глауконитовые песчаники, а иногда и гравелиты с желваками фосфоритов. Мощность пачки меняется от первых до 25 м. Средняя пачка представлена алевролитистыми глинами шоколадного цвета с подчиненными прослоями (0,1—0,5 м) серых известковистых алевролитов с косою слоистостью. Мощность ее не превышает 20 м. Верхняя пачка сложена серыми и темно-серыми алевролитистыми, бескарбонатными глинами мощностью от 10—15 до 20—25 м.

На большей части рассматриваемой территории кайнарбулакская

свита залегает с размывом на подстилающих отложениях палеоцена, однако на участках, где последние отсутствуют, она с глубоким несогласием перекрывает различные по возрасту толщи мела или домезозойские образования.

Возраст кайнарбулакской свиты определяется фауной моллюсков, фораминифер и палинологическими комплексами. Преимущественно в нижней части свиты А. В. Лосевой и К. А. Ляджиной собраны и определены *Barbatia* sp., *Ostrea* cf. *bellovacina* Lam., *Cyprina morrissi* Sow., *Trapezium* (?) sp., *Nemocardium edwardsi* Desh., *Pitar tranquilla* (Desh.), *P. laevigata* (Lam.), *P. deplanatus* Los., *P. monteneis* Cossm., *P. ovalina* Desh., *Dosiniopsis fallax* Desh., *D. bellovacensis* Desh., *Tellina hybrida* Desh., *Gari edwardsi* Morris, *Solecortus subcompressus* Netsch., *S. subsoleoides* War., *S. vialovi* Los., *Pholadomya koninchi* Nyst., *Calyptraea suessoniensis* Orb., *Cylichna* cf. *volgensis* Netsch., позволяющие датировать вмещающие отложения поздним палеоценом (качинский регион-ярус).

По всему разрезу свиты в серых глинах Е. М. Круговой и М. Я. Мартыновой встречены фораминиферы, представленные, как правило, немногочисленными агглютинированными формами: *Annectina paleocenica* Suleim., *Ammodiscus incertus* (Orb.), *Recurvoides* (?) *gracilis* N. Byk., *Ammomarginulina* sp., *Trochammina* sp., *Haplophragmoides* sp. В глинах верхней части свиты обнаружены: *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Ammomarginulina macrospira* N. Byk., *Trochammina* ex gr. *ispharensis* N. Byk., *T. suljuktensis* N. Byk.

В крайней северо-западной части юго-западного склона хребта комплекс фораминифер верхней части разреза становится несколько разнообразней и богаче в видовом и количественном отношении, при этом появляются формы с известковистой стенкой раковины и единичные планктонные фораминиферы. Комплекс включает: *Rhabdammina* sp., *Ammosphaeroidina* sp., *Proteonina difflugiformis* (Brady), *Ammodiscus* sp., *Ammomarginulina macrospira* N. Byk., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* ex gr. *ispharensis* N. Byk., *T. suljuktensis* N. Byk., *Gaudryina ossipovae* N. Byk., *G. zolkaensis* Schutz., *Siphonina wilcoxensis* Cush., *Cibicides howelli* Toulm., *C. reinholdi* ten Dam., *C. regidus* N. Byk., *C. sp.*, *Anomalina acuta* Plumm., *Globigerina triloculinoides* Plumm., *G. sp.*, *Acarinina* sp.

Приведенный комплекс фораминифер аналогичен комплексам сузакских слоев Средней Азии и свидетельствует о верхнепалеоценовом — нижнеэоценовом возрасте вмещающих отложений.

Из всех трех пачек свиты как на юго-западном, так и на северо-восточном склоне хребта С. М. Бляховой изучены комплексы спор и пыльцы. Они отнесены соответственно к трем палинозонам: *Tricolporites erdmani* — *Pentapollenites*, *Interpollis supplingensis* и *Interpollis supplingensis* — *Araliaceoipollenites euphorii*. По составу руководящих таксонов нижний комплекс имеет переходный характер от верхнего палеоцена к раннему эоцену, средний сопоставим с нижним эоценом Тургая (слон с *Gaudryina navarroana*), а верхний включает элементы ранне- и среднеэоценовой флоры.

Таким образом, возраст кайнарбулакской свиты на основании содержащихся в ней органических остатков и положения в разрезе определен как поздний палеоцен — ранний эоцен.

Яныкурганская свита (Pg₂fn) распространена на обоих склонах северо-западной части Б. Каратау, однако, как и кайнарбулакская свита, лучше обнажена и изучена на юго-западном склоне.

Представлена рассматриваемая свита характерным набором пород, главной отличительной особенностью которых является карбонатность и кремнистость. Нижняя часть сложена серыми известковистыми песчаниками и песками, сменяющимися вверх по разрезу серыми, иногда с табачным оттенком мергелями и слабокарбонатными глинами. В северо-западной части района (севернее Яныкургана) пески и песчаники низов разреза почти полностью замещаются мергелями.

В верхней части свиты наблюдается чередование карбонатных глин с опоковидными, причем к северу содержание опоковидных разностей нарастает.

Мощность свиты колеблется от 25 до 50 м. С подстилающей кайнарбулакской свитой она имеет согласный контакт.

По всему разрезу свиты встречены комплексы моллюсков, фораминифер, спор и пыльцы.

В песчаных слоях низов разреза А. В. Лосевой определены *Ostrea pseudobellovacina* Kach., а в мергельно-кремнистых разностях верхней части: *Pteria rasilis* Los., *P. verrucosa* Los., *P. elytracea* Rom., *Variamusium* Korob. et Makar. Последние две формы типичны для верхнетасаранской подсвиты Приаралья и Тургая.

Комплекс фораминифер, по определениям Е. М. Круговой и М. Я. Мартыновой, достаточно богат по составу и количеству видов. Общими видами для всего разреза свиты являются *Lenticulina iljini* (N. Вук.), *Baggina valvulinariaformis* (N. Вук.), *Rotalia* (?) *alaica* N. Вук., *Hastigerina micra* Cole, *Hopkinsina compacta* Balakhm., *Uvigerina pseudotexana* N. Вук. В некоторых разрезах наряду с указанными видами присутствуют планктонные формы: *Acarinina pentacamerata* (Subb.), *A. crassaformis* (Gall. et Wiss), характерные для среднеэоценовых отложений Приаралья и Крымско-Кавказской области (зона *Acarinina crassaformis*). В верхней части яныкурганской свиты содержится комплекс фораминифер, в котором наряду с видами зоны *Acarinina crassaformis* отмечаются формы, характерные для низов бодракского регионаруса Туркмении: *Nonionella turkmenica* Tkac. et Kul. и *Baggina valvulinariaformis* (N. Вук.). Поскольку бодракский регионарус в последнее время решением палеогеновой комиссии МСК (1981 г.) отнесен к среднему эоцену, весь объем яныкурганской свиты по фораминиферам не выходит за рамки среднего эоцена.

Комплекс спор и пыльцы (с *Araliaceoipollenites euphorii*), выделенный из отложений свиты, подтверждает среднеэоценовый возраст этих отложений.

Таким образом, возраст яныкурганской свиты по всем группам органических остатков определен как среднеэоценовый.

Муюнкумская свита (Pg₂mn) в основном синхронна с яныкурганской и замещает ее по простиранию. Однако низы свиты, по-видимому, соответствуют уже верхам кайнарбулакской свиты (см. табл. 4). Распространена муюнкумская свита в юго-восточной части обоих склонов Б. Каратау и в предгорьях М. Каратау.

В сложении свиты участвуют известковистые песчаники и пески с банками известняков-ракушняков и редкими прослоями песчаных карбонатных глин. В предгорьях М. Каратау в разрезе свиты появляются прослойки грубозернистых песков и гравелитов. Общая мощность свиты составляет от 30 до 80 м. Залегает она на подстилающих образованиях с четко выраженным размывом: на склонах Б. Каратау — на кайнарбулакской свите, в предгорьях М. Каратау — на домезозойских породах.

В отложениях свиты практически по всей площади ее распростране-

ния А. В. Лосевой и К. А. Ляджиной собраны и определены моллюски: *Nucula alaiica* War., *N. isfaraica* War., *N. kasakstanica* Ruch., *Ostrea pseudobellovacina* Kach., *O. turkestanensis* Rom., *O. turkestanensis* Rom. var. *baissunensis* Böhm, *O. turkestanensis* Rom. var. *borgalensis* Vial., *O. multicostrata* Desh., *O. afganica* Vial., *O. angusta* Desh., *Cardita akssuensis* Kach., *Cardium porulosum* Sol., *Pitar laevigata* Lam., *P. sulcataria* Desh., *Cordiopsis incrassata* Sow., *C. tenuis* Alex., имеющие широкое распространение в алайских слоях Средней Азии.

Комплекс фораминифер обеднен, и в нем присутствуют в основном бентосные формы: *Rotalia* (?) *alaiica* N. Вук., *Nonion laevis* (Orb.), *Nonionella ispharensis* (N. Вук.), также типичные для алайских слоев Средней Азии.

Изученный С. М. Бляховой из отложений муонкумской свиты спорово-пыльцевой комплекс относится к палинозоне *Agaliaceoipollenites euphorii* и позволяет однозначно сопоставить ее с яныкурганской свитой и нижнетасаранской подсвитой Северного Приаралья и Тургая (слои с *Hopkinsina compacta*).

Таким образом, возраст муонкумской свиты, так же, как и яныкурганской, среднеэоценовый.

Толща зеленых глин (Pg_2^{2-3}) распространена на обоих склонах Б. Каратау. Представлена она в основном зеленовато-серыми глинами с подчиненными прослоями алевролитов.

Мощность толщи колеблется в широких пределах вследствие послеэоценового размыва, достигая максимально 200 м. Залегает она либо на яныкурганской свите, с которой имеет согласную границу, либо с отчетливым размывом на песчаных породах муонкумской свиты. В последнем случае в подошве толщи зеленых глин прослеживается слой (до 0,5 м) разнозернистого песка или песчаника с галечкой фосфоритов и зубами акул.

Практически во всех разрезах толщи встречены остатки моллюсков, фораминифер, спор и пыльцы. Из моллюсков А. В. Лосевой и К. А. Ляджиной определены: *Nucula kasakstanica* Ruch., *N. aralensis* Luk., *N. praelonga* Wood., *Isocardia eichwaldiana* Rom., *Cyprina alexeevi* Ovetsch., *Cultellus grignonensis* Desh., *Turritella angulata* Sow. и др., типичные для саксаульской и чеганской свит Северного Приаралья и Тургая.

В наиболее полных разрезах толщи Е. М. Круговой и М. Я. Мартыновой снизу вверх выделены три комплекса фораминифер.

Нижний из них приурочен к зеленовато-серым алевролитистым глинам и представлен формами с агглютинированной раковиной: *Reophae* sp., *Haplophragmoides* sp., *Trochammina* sp. и большим количеством экземпляров вида *Gaudryina superturkestanica* N. Вук., который является характерным для верхней части туркестанских слоев Средней Азии. Последние же большинством исследователей сопоставляются с нижней частью кумского горизонта бодракского регионаруса Крымско-Кавказской области.

Второй комплекс фораминифер представлен бентосными известковистыми формами: *Anomalina vialovi* (N. Вук.), *Bolivina asiatica* Moroz., *Neobulimina pseudoelongata* (N. Вук.), *Discorbis ferganensis* N. Вук., *Spiroplectammina turgaica* Balakhin. и сопоставляется с верхами кумского горизонта.

Третий комплекс состоит в основном из бентосных форм *Bulimina sculptilis* Cushman., *B. aksuatica* Moroz., *Uvigerina pygmaea* Orb., *Cassidulina globosa* Hart. и лишь изредка попадаются планктонные формы

Acarinina rugosoaculeata (Subb.), *Globigerina* sp., а также единичные экземпляры *Bolivina* sp. Все перечисленные виды обычно встречаются в зоне *Bolivina* Северного Кавказа и соответствуют белоглинскому горизонту альминского регионаруса.

С. М. Бляховой выделены три спорово-пыльцевых комплекса, примерно совпадающие с границами перечисленных выше фораминиферо-вых зон.

Таким образом, по всем группам органических остатков возраст толщ зеленых глин определяется второй половиной бодракского — альминским временем, т. е. концом среднего — поздним эоценом.

НЕОГЕНОВАЯ СИСТЕМА

Неогеновые отложения, распространенные в Каратау и прилегающих районах Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской впадин, в большинстве случаев континентальные и только нижнемиоценовые осадки в восточной части Сарысуйской впадины — морские. В разрезах по скважинам и обнажениям по составу, цвету и органическим остаткам выделяются бешарыкская, чилийская, кайнарбулакская и сожская свиты.

Бешарыкская свита, выделенная А. П. Савиновой и Н. Н. Костенко в 1971 г., представлена кирпично-красными глинами с прослоями зеленовато-серых глин и разнозернистых песков. Мощность свиты 20—100 м. Эти отложения ограничено распространены вдоль предгорий Каратау, в прилегающих впадинах вскрыты скважинами. Всюду наблюдается их залегание на морских глинах верхнего эоцена и реже на более древних породах эоцена, мела или палеозоя.

Эти красноцветные образования Ю. А. Столяровым, Е. А. Никитиным и В. А. Быкадоровым в 1962, 1973 г. датировались олигоценом или олигоцен-миоценом. Находка миоценовых пресноводных остракод в основании красноцветной толщи позволила исключить олигоценый возраст. В кирпично-красных глинах, непосредственно налегающих на зеленые глины чеганской свиты, встречены остракоды *Cytheridea mulleri* (Münster), *Eucypris validus* Gr. и фораминиферы *Nonion granosus* (Orb.), *Discorbis afftscho racensis* Bogd., которые, по мнению А. П. Савиновой и М. Я. Мартыновой, свидетельствуют о раннемиоценовом возрасте вмещающих пород, моллюски *Corbula helmerseni* Mikhal (определения К. А. Ляджиной) относятся к характерной фауне раннего миоцена. Эти моллюски широко распространены в аральской свите Приаралья. В этих же осадках в районе Аральского моря впервые были обнаружены и описаны А. А. Борисяком [1939] кости носорогообразного гиганта *Paraceratherium prochorovi* Boris., относящиеся к парацератериному комплексу — древнейшему из неогена СССР, ранее считавшемуся позднеолигоценным.

Чилийская свита, выделенная А. П. Савиновой и Н. Н. Костенко в 1971 г., сложена красновато-коричневыми глинами, карбонатными, гидрослюдистыми, нередко с дендритами окисла марганца, иногда с журавчиками, переслаивающимися серыми глинами, песками, песчаниками с включением гравийного материала. По сравнению с бешарыкской свитой ее осадки более широко распространены. В предгорной полосе Каратау они обнажаются в верховьях рр. Каратас, Арысь, Арыстанды. Мощность их 10—30 м, в прилегающих впадинах увеличивается до 300 м. Залегают они на зеленых глинах эоцена, иногда перекрывают осадки бешарыкской свиты. Фаунистически охарактеризованы слабо.

В некоторых районах в красноцветных отложениях встречаются пресноводные остракоды *Ilyocypris errabundis* Mand., *I. turgaensis* Mand., *Eucypris cuneata* Kond., *Mediocypris candonaeformis* (Straub), *Limnocythere oligra* Mand. и др., позволяющие вмещающие осадки датировать средним — верхним миоценом.

Андасайская свита, выделенная К. В. Никифоровой в восточной Бетпак-Дале в 1960 г., развита вдоль северо-восточного склона Б. Каратау и прилегающих участках Чу-Сарысуйской впадины и представлена красновато-коричневыми, светло-коричневыми карбонатными глинами с прослоями кварц-полевошпатовых песков, песчаников, реже конгломератов и гравелитов. В верхней половине разреза увеличивается количество песчаного и гравийного материала и появляются прослои пестроокрашенных глин. Мощность колеблется в пределах 40—70 м, на приподнятых участках сокращается до 1—2 м, во впадинах достигает 400 м. Верхнемиоценовый — нижнеплиоценовый возраст этих отложений устанавливается по остракодам.

В пределах М. Каратау на размытую поверхность палеозоя налегают красноцветные глины со значительным количеством прослоев конгломератов, иногда известняков, общей мощностью до 120 м. Д. Д. Лемом (1956 г.) эти отложения по литологии, цвету и спорово-пыльцевым комплексам сопоставляются с осадками павлодарской свиты.

Анализ фауны и характер распространения красноцветной серии осадков позволил предположить, что к северо-востоку от Каратау образование неогеновых отложений происходило в среднем миоцене в континентальных условиях аридного климата. К юго-западу от Каратау осадконакопление красноцветов началось несколько раньше, т. е. в нижнем миоцене.

Кайнарбулакская свита, выделенная А. Г. Черняховским в 1962 г., широко распространена на территории Каратау. Ее отложения литологически изменчивы: известняки, глины, суглинки, песчаники, конгломераты, но тем не менее отчетливо выделяются в разрезах по наличию светло-розовых и палевых известняков.

В горной части Б. и М. Каратау осадки кайнарбулакской свиты сохранились отдельными пятнами на высоких водоразделах, в незначительных депрессиях древнего рельефа и представлены горизонтально-слоистыми палевыми и розовато-серыми известняками мощностью 1—2,5 м. Местами они встречаются в виде глыб и плит, спроектированных на выровненную поверхность палеозоя.

В предгорьях юго-западного склона Каратау характерный разрез кайнарбулакской свиты наблюдается севернее пос. Чага, где на песчаниках эоцена залегают крупногалечные конгломераты, содержащие палевые, слабо доломитизированные известняки в виде прослоев и линз. Северо-западнее в составе конгломератов преобладает мелкая галька, образующая нечеткую косую слоистость. Мощность конгломератов 15 м.

В предгорьях северо-восточного склона Каратау облик кайнарбулакской свиты несколько меняется. Северо-западнее пос. Сузак, например, к средне-верхнеплиоценовым отложениям отнесены красно-бурые, коричневые песчанистые глины с плиоценовыми остракодами *Ilyocypris caspiensis* (Neg.), *Zonocypris membranae* Liv., *Candona rostrata* (Brad. et Norm.), *Limnocythere porsugelica* Kasm.

В Арысской впадине кайнарбулакская свита представлена взаимно переслаивающимися палевыми известняками и конгломератами. Мощность 100 м, а в наиболее погруженной части — 300 м.

В районе Чулаккурганского прогиба и южнее в разрезах кайнарбулакской свиты появляются характерные для нее прослои палевых известняков среди глин, песчаников и конгломератов. Мощность 62—160 м.

В строении кайнарбулакской свиты участвуют озерные и аллювиально-пролювиальные образования. Они, по-видимому, накапливались в условиях относительно расчлененного рельефа, становление которого связано с блоковым перемещением земной коры.

Стратиграфическим аналогом кайнарбулакской свиты является кеншагырская свита Чу-Сарысуьской синеклизы.

Сохская свита, выделенная А. Г. Черняховским в 1962 г., представлена галечниками, гравелитами, конгломератами из гальки и валунов местных палеозойских пород на карбонатном цементе. В конгломератах встречаются линзы палево-желтых карбонатных глин, местами переходящих в мергели и известняки. Они распространены вдоль подножия Каратау и северо-восточного борта Леонтьевской депрессии. У подножия северо-западного окончания хребта крупнообломочный материал замещен неслоистыми глинами с гнездами и прослоями плотных серых мелкозернистых песков. Мощность 3—4 м, редко 10 м, в Сузакской и Арысской впадинах возрастает до 110—270 м.

Сохская свита состоит из аллювиально-пролювиальных отложений конусов выноса саев и рек поднимающегося хребта. С размывом она ложится на осадки среднего — верхнего плиоцена, различные пачки палеогена, мела и юры. Позднеплиоценовый возраст сохской свиты подтверждается археологическими данными [Медоев, 1982], находкой скорлупы яиц страуса Е. А. Никитиным и палинологическими данными.

Сохская свита, по данным А. К. Трофимова, О. М. Григиной [1977], сопоставляется с шарпылдакской свитой Северного Тянь-Шаня, позднеплиоценовый возраст которой определяется палинологическим материалом, результатами палеомагнитного анализа и термолюминисцентными датировками.

ЧЕТВЕРТИЧНАЯ СИСТЕМА

Хребет Каратау, формирующийся при интенсивных неотектонических движениях, характеризуется сложным, резко контрастным рельефом. Четвертичные отложения в его пределах распространены неравномерно, имеют различные мощность, строение и состав, а также отличаются разнообразием генетических типов. В предгорной полосе и внутригорных впадинах они лежат сплошным и сравнительно мощным (до 200 м) покровом, в горной части развиты локально: вдоль тектонических уступов, в расширенных участках долин, на выровненных водоразделах. Здесь общая мощность не превышает 10 м.

Четвертичные отложения описаны в соответствии с решением пленума Межведомственного стратиграфического комитета СССР от 1963 г., на основании которого они подразделяются на нижне-, средне-, верхне-четвертичные и современные, а нижняя граница четвертичной системы принимается по подошве бакинских слоев Каспийского бассейна.

Нижнечетвертичные отложения. Начало четвертичного периода ознаменовалось некоторой стабилизацией тектонических процессов. Характерные для позднего плиоцена положительные движения приобрели на большей части территории обратный знак, поэтому в пониженных участках рельефа и тектонических впадинах аккумуляровалась мощная толща лёссовидных пород. Лишь в горной части Ц. и СЗ Каратау продолжался размыв, а вблизи гор накапливался крупнообломочный материал, мощность которого не превышает 4—5 м.

Толща лёссовидных пород широко распространена в Леонтьевской и Терс-Кашкаратинской впадинах, в предгорьях юго-западного склона хребта и на водоразделе М. Каратау. Среди четвертичных отложений она занимает самое высокое гипсометрическое положение, нигде за исключением прибортовых частей впадин не перекрыта более молодыми образованиями и сложена макропористыми слабокарбонатными лёссовидными суглинками и супесями светло-желтого цвета. В основании толщи наблюдается микрослоистость, в верхней части располагаются горизонты погребенных почв. По механическому составу лёссовидные отложения характеризуются большим содержанием пылеватых частиц (свыше 60%) и тонкозернистых песков (15—31%). Содержание глинистых частиц не превышает 8—10%. Мощность толщи изменяется от 5—7 до 80 м.

Лёссовидные суглинки и супеси имеют смешанный генезис и состоят из озерных, аллювиальных, пролювиальных и эоловых образований. Раннечетвертичный возраст определяется по положению в разрезе и рельефе: они лежат на конгломератах верхнего плиоцена и прорезаны речными долинами с комплексом среднечетвертичных террас. Из лёссовидных отложений М. А. Сотниковой выделен спорово-пыльцевой комплекс, позволяющий датировать их концом раннечетвертичного времени.

Фауна млекопитающих, собранная в районе пос. Кошкурган, не учитывается, поскольку обнаружена в насыпном кургане. Последний расположен на аккумулятивной поверхности, соответствующей III надпойменной террасе р. Чагаозек, возраст которой по фаунистическим остаткам датируется как среднечетвертичный. А. Г. Черняховский [1962] и Н. Н. Костенко [1971] считают захоронение фауны этого кургана *in situ*, поэтому время накопления осадков террасы ошибочно принимается ими как раннечетвертичное.

Среднечетвертичные отложения. В отличие от рассмотренных выше образований среднечетвертичные отложения накапливались в условиях резкой активизации тектонических движений, установленной для всего Тянь-Шаньского пояса, и изменения климата в сторону общего увлажнения [Костенко, 1960; Думитрашко, 1960]. В Каратау это время отмечено глубоким врезом, заложением современной гидросети, поэтому в генетическом отношении среднечетвертичный покров обязан в основном деятельности постоянных и временных водотоков.

Аллювиальные отложения среднечетвертичного возраста связаны с уровнями высоких цокольных террас (IV, V, VI), распространенных локально в долинах рек высокоподнятых районов Каратау. Третья надпойменная терраса Ц. и М. Каратау и вторая в долинах С. Каратау также принадлежат к числу среднечетвертичных террас. Этому времени, по-видимому, отвечают и галечники с супесчаным заполнителем погребенных тальвегов в днищах современных долин.

Аллювиальный покров цокольных террас (IV, V, VI) образован валунно-галечным материалом с супесчаным заполнителем. Галечники надпойменной террасы на отдельных участках перекрыты суглинками с включением до 30% гальки, гравия, щебня. В долинах рр. Шабакты, Арыстанды и др. аллювий этой террасы сложен конгломератами на глинисто-карбонатном цементе, иногда с прослоями суглинков. Мощность осадков в среднем 2—3 м, редко 5—10 м.

Третья надпойменная терраса в долинах северо-восточного склона М. Каратау — цокольная и сохранилась небольшими фрагментами. Аллювиальный покров ее образован гравийно-галечниками, реже конгло-

мератами, в долинах юго-западного склона это одна из наиболее распространенных террас. Терраса аккумулятивная и сложена глинистыми песками и мелкогалечными конгломератами в основании и мощной толщей лёссовидных пород в верхней части разреза (рис. 18), в долине Асса — песками и гравийно-галечниками. Мощность 5—20 м.

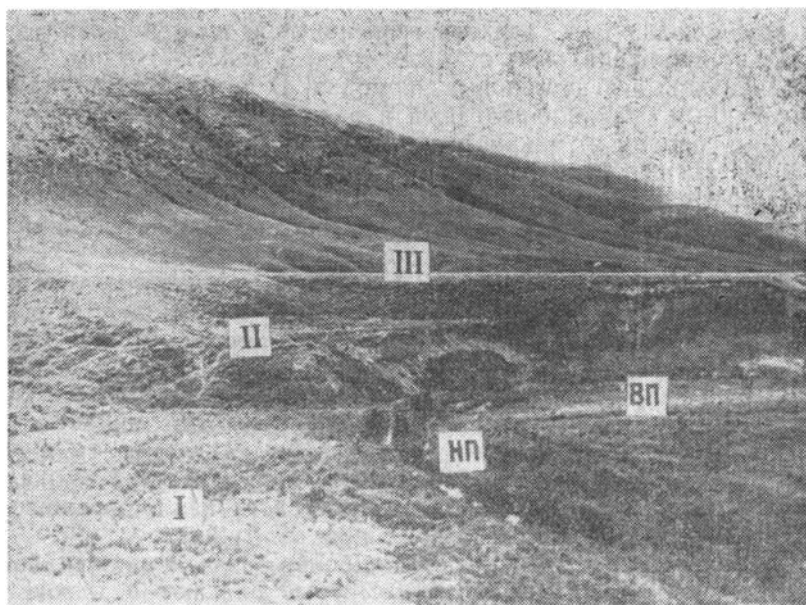


Рис. 18. Левый склон долины р. Арыстанды и ее террасы в пределах Леонтьевской депрессии.

I, II и III — номера надпойменных террас; НП, ВП — низкая и высокая поймы

Вторая терраса в долине Аксумбе сложена лёссовидными суглинками и супесями, а в долине Суындык — конгломератами, гравийными песками и глинами. В последних встречены среднечетвертичные остракоды и моллюски.

В аллювии III надпойменной террасы Арыстанды, в 6,5 км от пос. Қонырдек, захоронена *in situ* многослойная стоянка им. Ч. Валиханова [Алпысбаев, 1979]. Собранные на стоянке остатки млекопитающих *Equus caballus* cf. *taubachensis* Traud., *Bison* cf. *priscus* Gromova, *Saiga imberbis*, *Cervus elafus* позволяют отнести вмещающие отложения ко второй половине среднечетвертичного времени (определения Б. С. Кожамкуловой).

Возраст аллювиального покрова IV надпойменной террасы определен на основании ее геоморфологического положения. В долине р. Арыстанды, прорезающей лёссовидную толщу раннечетвертичного возраста, эта терраса является самой высокой, поэтому время образования ее не древнее среднечетвертичной эпохи и, судя по вложению в нее III надпойменной террасы, приходится на первую половину. Аллювий V и VI цокольных террас также формировался в первую половину среднечетвертичного времени и коррелируется с самыми ранними этапами выработки современных долин.

Аллювиально-пролювиальные отложения среднечетвертичного возраста слагают мощные шлейфы конусов выноса у подножия Ц. Каратау

и вблизи горного устья р. Ассы в М. Каратау. В СЗ Каратау они занимают более низкую поверхность по отношению к нижнечетвертичным шлейфам и отделены от последних четким уступом высотой 10—20 м. На юго-западном склоне хребта аллювиально-пролювиальные отложения значительно размывы. Лишь в низовьях рр. Жидели и Шанак они образуют предгорную равнину, которая к северо-западу и в сторону р. Сырдарьи уходит под верхнечетвертичные и современные осадки. Аллювиально-пролювиальные отложения здесь залегают с размывом на меловых, эоценовых и неогеновых породах. В их строении участвуют плохо окатанный правийно-галечный и валунный материал, косослоистые пески с гравием и галькой и прослоями глинистых песков, супесей и суглинков. На северо-восточном склоне хребта преобладают слабо сортированные валуно-галечники, на юго-западном — мелкий и средний галечник. Здесь появляются прослой супесей, суглинков и глин. Мощность изменяется от 5 до 55 м.

Озерные осадки слагают III и IV террасы оз. Бийликоль. У подножия г. Жетым-Шоки высота IV террасы над поверхностью III достигает 13—15 м. Ширина площадки 5—10 м. Верхняя часть разреза этой террасы сложена горизонтально-слоистым гравием с примесью плоской гальки и зерен кварца. Общая мощность 16 м. В составе III озерной террасы преобладают разнозернистые пески. Вскрытая мощность 2,5 м. К отложениям этого возраста относятся также конгломераты и глины, выполняющие озерную ванну у южного подножия г. Даут, а также крупнозернистые пески с плоской галькой берегового вала, прослеженного в 10 км южнее современной береговой линии оз. Акжар.

Верхнечетвертичные отложения. Наиболее развиты аллювиальные и аллювиально-пролювиальные осадки. Первые слагают верхнюю часть разреза внутриконтинентальной дельты р. Ассы, распространенной к востоку от оз. Бийликоль, и внутриконтинентальную дельту, образованную рр. Чу и Сарысу у подножия северо-западного окончания Каратау. В строении дельт участвуют лёссовидные суглинки и супеси и подстилающие их мелко- и среднезернистые косослоистые пески с примесью правия, линзами глин и слабосцементированного песчаника. Дельтовые образования у подножия СЗ Каратау залегают на размывтой поверхности мел-палеогена и неогена, а вблизи гор — на осадках среднечетвертичного возраста и перекрыты современным аллювием р. Сырдарьи. В Бийликольской впадине они перекрывают среднечетвертичный аллювий, вместе с которым образуют внутриконтинентальную дельту р. Ассы. Отложения дельт содержат моллюски *Planorbis*, *Succinea pfeifferi* Rossm., которые, по заключению К. А. Ляджиной, характерны для верхнечетвертичных образований. Мощность 10—40 м.

В речных долинах аллювий позднечетвертичного возраста слагает в основном II надпойменную террасу, лишь в СЗ Каратау I, а в Ц. Каратау — II и III террасы. Третья, на отдельных участках и II надпойменные террасы имеют доколь из коренных пород или аллювиальных отложений среднечетвертичного возраста в долине Арыстанды, на котором лежит толща прубослоистого галечника. В отложениях II террасы рр. Ушбас и Кыршабакты на глубине 2,5—4 м обнаружены зуб ископаемой лошади *Equus caballus fossilis* и обломок зуба представителя подсемейства козлы *Caprinae?* (определения Б. С. Кожамкуловой), а также моллюски *Succinea pfeifferi* Rossm. (определения М. В. Бажановой). Из этой же террасы рр. Шабакты и Беркуты известны позднепалеолитические скребки, нуклеусы, отщепы, подтверждающие позднечетвертичный возраст вмещающих отложений.

Аллювиально-пролювиальные отложения позднечетвертичного возраста локализуются у подножия гор, образуя наклонную равнину. Они вложены в среднечетвертичные шлейфы конусов выноса или их перекрывают. У подножия СЗ Каратау в этих осадках преобладает суглинистый и песчано-глинистый материал с включением щебня, а вдоль Ц. и М. Каратау аллювиально-пролювиальные отложения состоят из мелкого галечника, перекрытого местами суглинками и супесями. Мощность 7—10 м, редко 30 м.

Современные отложения в районе отличаются большим разнообразием генетических типов (аллювиальные, пролювиальные, озерные, эоловые и др.). Наибольший интерес представляют аллювиальные осадки. Они слагают I надпойменную, высокую и низкую пойменные террасы, а также выстилают русла больших и малых рек. В горной части речных долин преобладают галечники, местами валунно-галечники плохо и среднеокатанные, с песчано-гравийным заполнителем. Слоистость грубая или вовсе отсутствует. При выходе рек на предгорную равнину и в ее пределах аллювиальные отложения голоцена представлены песками, супесями и суглинками, местами взаимно переслаивающимися. Суглинки часто содержат прослойки и линзы разнозернистого песка и мелкой гальки. Мощность отложений изменяется от 1,5 до 7 м.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ

Понимание историко-геологического развития региона связано сначала с выявлением последовательности образования горных пород, а затем выяснением условий их формирования. Авторы рассматривают формацию как один из уровней надпородной организации вещества — историко-генетическую тектоническую категорию, характеризующуюся набором (парагенезом) пород и фаціальным составом, отвечающим во времени определенной стадии развития структуры. При выделении формаций использованы принципы, изложенные в трудах Н. С. Шатского, Н. П. Хераскова, В. Е. Хаина и др.

Разработка надежной стратиграфической основы, изучение минерало-петрографического состава свит, выделение фаций с восстановлением обстановок их формирования на основе литолого-фациального анализа и принципа актуализма, вертикальный и латеральный анализ разрезов позволили на новом уровне провести систематизацию геологических объектов во времени и в пространстве на исторической основе и выделить формации Каратау.

Осадочные формации являются функцией тектонического режима, который обусловил возникновение бассейнов седиментации с определенными фаціальными и палеогеографическими обстановками.

П. П. Тимофеев [1981] отметил четыре главных фактора, определяющих образование осадочных формаций: палеотектоника (палеоструктура и палеотектонический режим), палеогеография (фации, ландшафт), палеоклимат и вещество, поступающее в область седиментации. Каждой формации свойственна одна фация или их набор, а условия образования отражаются в составе слагающих пород. Направленность фациальных изменений связана с тектоническим режимом и вместе с характером поступления материала определяет стратификацию формаций.

Большекаратауская, Кокжотская и Малокаратауская структурно-формационные зоны отражают тектоническую неоднородность Каратау. Вертикальные формационные ряды позволили установить различие их тектонического развития (см. табл. 5, 6, 7).

Авторы не разделяют мнения Г. Ф. Ляпичева [1983], что только эндогенные формации являются единственным надежным индикатором структурно-вещественных преобразований земной коры и особенностей геосинклинального развития. Существуют геосинклинальные области со слабым проявлением магматизма (амагматичные), как, например, Каратау. В таких регионах формационный анализ осадочных пород служит

надежным методом восстановления закономерностей исторического развития и особенностей геосинклинального процесса.

При описании формаций использованы результаты литолого-фациального анализа, базирующегося на генетической основе. Состав пород описан в главе «Стратиграфия». Фации являются важной характерной чертой формаций. Под фацией понимаются физико-географические условия образования осадков и сами осадки, образовавшиеся в данной обстановке [Азербайев, 1978].

Осадочные формации Каратау ранее описаны Л. И. Боровиковым, Ф. Я. Валеевым, Л. Н. Краськовым, Р. А. Максумовой, И. Ф. Никитиным.

БОЛЬШЕКАРАТАУСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

ФОРМАЦИЯ ЭПИКАРЕЛЬСКОГО ЧЕХЛА

Карбонатная формация. Непосредственное залегание формации, по объему отвечающей бақырлинской свите, на более древних толщах не установлено. Состав формации довольно однообразен. Это доломитово-известняковая породная ассоциация. Разрез в ядерной части Бақырлинской антиклинали представлен темно-серыми метаморфизованными доломитами и известняками с пранобластовой, крупнозернистой и пелитоморфной структурами. Породы обладают крупной слоевой отдельностью. Нижняя часть разреза состоит из маломощных глинистых, нередко графитизированных и кремнистых сланцев черного цвета. В средней части разреза в мраморизованных доломитах отмечаются линзы и слои кремнисто-доломитовых и кремнистых пород. Среди крупноплитчатых доломитов встречаются мелкоплитчатые глинистые разности и темно-серые тонкослоистые мраморизованные известняки. Верхняя часть формации сложена преимущественно серыми мелкозернистыми доломитами. Степень раскристаллизованности пород карбонатной формации различна. На контакте с Кумыстинским массивом они мраморизованы с развитием алокарбонатного асбеста, волластонита и тальк-карбонатных скарнов. Монотонные серые доломиты верхней половины разреза наблюдаются северо-западнее р. Бақырлыозек (табл. 5).

Формация накапливалась в условиях шельфового мелководного морского бассейна в обстановке стабильного тектонического режима. Для нее характерна выдержанность строения на значительных расстояниях. Встречаются строматолитовые постройки. Мощность формации достигает 900 м.

Выдержанность мелководных отложений, содержащих водорослевые биогермы, на больших расстояниях, относительно небольшая мощность, присутствие на этом уровне кварцевых песчаников показывают принадлежность к платформенным образованиям. Их формирование связано с этапом эпикарельской тектонической стабилизации земной коры Казахстана, представлявшей в то время часть Евразийской суперплатформы [Пейве, Сеницын, 1950].

ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Терригенно-карбонатная формация состоит из известково-хлоритовых и серицит-хлорит-кварцевых сланцев, переслаивающихся с темно-серыми тонкоплитчатыми полосчатыми доломитизированными известняками шованской свиты рифея. Эта формация прослеживается в виде

Таблица 5. Протерозойские и палеозойские формации Большекаратаской структурно-формационной зоны

Этап	Стадия	Комплекс	Этаж	Подэтаж	Формация (комплекс)	Главные компоненты	Второстепенные компоненты	Стратиграфический объем	Возраст	Мощность, м	Интрузивные вулканические комплексы
Парагеосинклинальный				Верхний	Щелочных лампрофиров	Минетты	Шонкинит-порфиры		P_2-T_1		Акуюкский
					Щелочно-ультраосновная	Шонкиниты, горблендиты, пироксениты, сиениты	Карбонатиты		P_2-T_1	Кулантауский	
					Щелочно-габброидная	Шонкиниты, фергусситы, пироксениты, монцониты, сиениты	Нефелиновые сиениты		P_2	Ирисуйский	
					Щелочно-базальтоидная	Трахибазальты, лейцититы, авгититы	Лейцититы, латиты		P_2	2000	Даубабинский
					Диабаз-гранит-порфировая	Диабазы, габбро-диабазы, гранофиры, гранит-порфиры	Аляскиты, грейзены, габбро-нориты		C_3-P_1		Байжансайский
					Гранитовая	Порфириовидные граниты, кварцевые сиениты	Плагииграниты, лейкограниты		C_{2-3}		Кызыл-диханский
					Терригенно-карбонатная	Известняки, песчаники, алевролиты	Мергели, конгломераты, аргиллиты, трахибазальты, трахиандезиты и их туфы	Казанбузарская, акуюкская, майдантальская свиты визейского и каратауская свита серпуховского яруса; жертансайская, бас-сунгинская свиты башкирского яруса	$C_{1v}-C_{2b}$	960—3400	

Лептогеосинклиальный	Унвф- сионная	Демисионная	Позднебайкальско-каледонский	Каледонский	Верхний	Средний	Нижний	Средний	Доломитово-известняковая	Известняки, доломиты	Мергели, кремни, песчаники, конгломераты	Базальная свита, турланская, бельмазарская, балатурланская, аксайская пачки, оргайлысайская свита	C _{1t}	880—2570	
									Мергельно-доломитово-известняковая	Известняки, доломиты, мергели	Песчаники, конгломераты	Горизонты — пачки фаменского яруса	D ₃ fm	250—1510	
									Алевритово-песчаниково-конгломератовая	Конгломераты, песчаники, алевриты	Аргиллиты, известняки, брекчии, оливниновые трахибазальты	Тюлькубашская и корпешская свиты	D ₃ —D ₃ f	До 2000	
									Песчаниково-алевритовая	Песчаники, алевриты	Конгломераты, гравелиты, алевритистые аргиллиты, известняки	Суындыкская и бешарыкская свиты	O ₂₋₃	680—1750	
									Аргиллитово-яшмовая	Глинистые яшмы со слоями собственно яшм, аргиллиты	Кремнистые аргиллиты	Камальская свита	O ₁₋₂	50—150	
									Доломитово-известняковая	Микрозернистые и очень тонкозернистые тонкослоистые собственно известняки, обломочные доломиты, седиментационные брекчии	Известковые аргиллиты, глинистые известняки	Кокбулакская свита	Є ₂ ² —O ₁	62—520	
									Углеродисто-кремнистая	Углеродистые ванадиевые фтаниты, собственно фтаниты, яшмовидные кремнистые породы	Обломочные доломиты, глинистые и карбонатные фтаниты, глинистые яшмы	Курумсакская свита	Є ₁₋₂	42—150	

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Рифтогенный	Начальная	Позднейкальско-каледонский	Каледонский	Нижний	Конгломерато-во тиллитовая	Пудинговые галечные, валунные и глыбовые конгломераты (тиллиты), алевролиты	Обломочные доломиты и известняки, гравелиты	Байконурская свита	V	8,5—150	
					Карбонатно-терригенная	Валунные и галечные конгломераты, гравелиты, песчаники, алевролиты	Обломочные доломиты и известняки, углеродистые алевролиты, превращенные в углеродистые сланцы	Ранская, косшокинская и курайлинская свиты	V	580—1400	
	Позднейкальский	Граносиенитовая	Порфириовидные граносиениты		Амфиболитизированные ксенолиты основного состава		R ₃		Кумыстинский		
		Терригенно-карбонатная	Известняки, сланцы		Песчаники, алевролиты	Шованская свита	R ₃	110			
		Трахилипарит-базальтовая	Толентовые базальты, трахилипариты, игнимбриты, туфы		Дацитовые порфиры, кварцевые порфиры	Кайнарская свита	R ₃	1000—2000	Кайнарский		
Платформенный	Основания	Верхний		Карбонатная	Доломиты, известняки, мраморы	Алевролиты, кремни	Бакырлинская свита	R ₃	900		

узких и прерывистых полос вдоль ГКР, по северо-восточному крылу антиклинория. Характерно увеличение роли карбонатных пород в верхней части. Отчетливо это видно в разрезе по р. Шован. Преимущественно развиты известково-хлоритовые сланцы и тонкослоистые известняки. Взаимоотношения, по-видимому, согласные. По латерали в формации отмечаются тела кислых и основных пород, являющиеся, вероятно, субвулканическими или гипабиссальными образованиями. Аналогичные разрезы отмечаются северо-западнее Кумыстинского массива. Здесь они подвергнуты контактовому метаморфизму с формированием тальк-карбонатных скарнов. Известково-хлоритовые сланцы, переслаивающиеся с полевошпатовыми песчаниками и алевролитами, встречаются по р. Акуюк. Терригенно-карбонатная формация накапливалась в условиях мелководного шельфового морского бассейна. Органические остатки не выявлены. Мощность формации около 110 м.

КАЛЕДОНСКИЕ ФОРМАЦИИ

Карбонатно-терригенная формация развита в средней полосе Б. Каратау, по времени соответствует венду и охватывает ранскую, косшокинскую и курайлинскую свиты. Она начинается базальными валунными и галечными конгломератами, лежащими на поверхности размыта и несогласия. Выше они сменяются гравелитами, пудинговыми конгломератами, обломочными доломитами. Происхождение валунов и галек в косшокинских пудинговых конгломератах (тиллоидов, по Н. М. Чумакову, 1978 г.) связывается с разносом припайными льдами. В верхней части отмечается чередование серых и сиренево-фиолетовых алевролитов, песчаников, обломочных карбонатов, углеродистых алевролитов, превращенных в углеродистые и слюдистые сланцы.

Подробно состав пород и условия их образования описаны П. Т. Тажибаевой, Н. А. Азербайевым, Е. М. Фазыловым [1985]. Аксумбинский тип разреза характеризует зону наибольшего прогибания в СЗ Каратау. В верхней части присутствуют обычные и углеродистые алевролиты, типична большая мощность, достигающая 1400 м. Бакырлинский и абилский типы разрезов приурочены к полосе Б. Каратау, прилегающей к Водораздельному разлому, отличаются отсутствием углеродистых пород и сокращенной мощностью, составляющей 580—620 м.

Залегание с размытом на граносиенитах Кумыстинского массива и платформенных карбонатных породах рифея, преобладание силикатного материала в составе обломочных пород свидетельствуют о том, что эта формация образовалась на континентальной коре за счет размыта блока земной коры со сформированной континентальной корой.

Описываемая формация является крупной непрерывной трансгрессивной серией морских шельфовых отложений, которая в основании слагается фацией гравийно-валунно-галечных осадков мелкой прибрежной части моря. Тождество состава обломков с подстилающими породами, хорошая окатанность галек и валунов, близкая к изометрической форме, свидетельствуют о том, что фация образовалась главным образом за счет абразии скалистых берегов в береговой зоне на глубине до 10—15 м. Выше залегает фация валунно-галечно-гравийно-алевролитово-песчаных осадков мелкого моря, которая, вероятно, формировалась на глубине от 10—15 до 20 м в обстановке активной неустойчивой динамики мелкого моря. Затем в вертикальном разрезе следует фация песчано-алевролитовых осадков неглубокого шельфового моря, сформировавшаяся, вероятно, на глубине от 20 до 50 м, фация известково-песчано-алевро-

вых осадков глубокого шельфового моря, образовавшаяся, вероятно, в средней и краевых частях шельфа в интервале глубин от 50 до 160—180 м.

Эта формация является базальной, т. е. находится в основании каледонского структурного этажа и знаменует начало трансгрессии и некомпенсированного прогибания, связанного с заложением каледонской геосинклинали.

Конгломератово-тиллитовая формация залегает выше карбонатно-терригенной и широко развита в Б. Каратау, протягиваясь от г. Даут до Боролдайтау, на север до Ишимской луки и на юго-восток в Срединный Тянь-Шань. По объему она соответствует байконурской свите венда. Формация состоит из обломочных доломитов и известняков с различным содержанием терригенных компонентов, темно-серых алевролитов, характерных пудинговых конгломератов с песчано-алевритовой основной массой (тиллиты, по Н. М. Чумакову, 1978 г.).

Аксумбинский тип разреза отличается мощным 150-метровым пластом средне-, крупновалунных и глыбовых конгломератов. В песчано-алевритовый заполнитель попружены разобщенные, крайне несортированные и неравномерно распространенные обломки доломитов и других пород величиной от нескольких сантиметров до 28 м. Ранский тип разреза начинается тонкослоистыми обломочными доломитами, выше сменяющимися алевролитами, затем следует пласт тиллитов с обломками от 2 см до 3 м мощностью 55 м. Мощность формации здесь составляет 77 м. Аксумбинский и ранский типы разреза характеризуют зону наибольшего прогибания в СЗ Каратау. Абаилский тип разреза начинается тонким переслаиванием алевролитов и карбонатов, затем следуют серозеленые алевролиты с тонкой горизонтальной слоистостью. Выше лежат пудинговые мелко- и крупногалечные конгломераты (тиллиты). Валуну здесь редки, а глыбы отсутствуют. Мощность составляет около 150 м. Следует подчеркнуть, что тиллиты встречаются только в средней полосе Б. Каратау в структурно-фациальной зоне ранневендского заложения.

В северо-восточной полосе, прилегающей к ГКР, в структурно-фациальной зоне поздневендского заложения формация имеет базальный характер. Этот тип разреза встречается от р. Кумысты в СЗ Каратау до с. Высокого в ЮВ Каратау. В этой узкой полосе отложения ранской и косшокинской свит отсутствуют, и на размытой поверхности рифейских гранитов и кайнарских эффузивов лежат пудинговые галечные конгломераты, иногда присутствуют измененные вулканомиктовые гравелиты, алевролиты, обломочные доломиты и известняки с включением гравийных обломков. Мощность 8,5—70 м.

В структурно-фациальной зоне ранневендского заложения формация целиком сложена фацией глыбово-валунно-доломитово-алевритовых осадков глубокого шельфового моря, которая, наверно, формировалась в глубоководной внешней части шельфового моря на глубинах до 160—180 м в спокойной гидродинамической обстановке, редко нарушавшейся проникновением слабых течений. Глыбы, валуны и гальки, вероятно, приносились дрейфующими льдами (айсбергами). Следует отметить, что ледовый разнос глыб и валунов присущ более глубоководной зоне Б. Каратау. Северо-восточнее в структурно-фациальной зоне поздневендского заложения происходит латеральный переход в фацию галечно-гравийно-известково-песчаных осадков мелкого моря. Состав, а также частое чередование неравномерной горизонтальной непараллельной пологоволнистой и симметричной волнистой слоистости и другие признаки

свидетельствуют о том, что отложения здесь сформировались в условиях продолжавшейся трансгрессии в обстановке волновых движений в интервале от береговой линии до глубины около 50 м.

Формирование карбонатно-терригенной и конгломератово-тиллитовой формаций связано с поздней стадией режима деструкции и рифтогенеза на западной окраине Улытау-Мойынкумского срединного массива или Казахстанского микроконтинента [Абдулин, 1979; Тажибаева, Азербаяев, Фазылов, 1985]. Эти процессы предопределили некомпенсированное прогибание и образование мощной трансгрессивной последовательности пород. Описанные две формации отвечают ранней стадии каледонского геосинклинального развития, эпохи последовательного вовлечения в прогибание разных частей Б. Каратау с постепенной трансгрессией шельфового моря.

Углеродисто-кремнистая (черносланцевая) формация по времени отвечает нижнему и нижней части среднего отделов кембрия, по объему соответствует курумсажской свите. Главными ее компонентами являются фтаниты и глинисто-углеродисто-кремнистые породы с кремнисто-фосфатными конкрециями. Ванадиеносный горизонт мощностью 4—12 м приурочен к углеродистым фтанитам. Фтаниты содержат (%): SiO_2 — до 90 и более, $\text{C}_{\text{ср}}$ — до 7,64, V_2O_5 — до 1,5, P_2O_5 — до 0,69. Характерны повышенные концентрации бария, стронция, хрома, свинца, серебра, молибдена и рения [Анкинович, 1968; Холодов, 1973]. Среди фтанитов выделяются чистые, глинистые, углеродистые и карбонатные разновидности. Величина железомарганцевого модуля (2,31—21,3) свидетельствует об отсутствии влияния вулканических экзгаляций и осадочном накоплении ванадия.

В СЗ Каратау в структурно-фациальной зоне ранневендского заложения ранний тип разреза начинается обломочными доломитами, выше следуют фтаниты, углеродистые фтаниты, глинисто-углеродисто-кремнистые породы с кремнисто-фосфатными конкрециями, прожилками и гнездами ванадиевых минералов (ванадиеносный горизонт). Верхняя часть разреза сложена карбонатными и глинисто-карбонатными фтанитами с редкими слоями карбонатов. На северо-запад и юго-восток подстилающие обломочные доломиты постепенно выклиниваются. Этот тип разреза мощностью до 250 м характерен для наиболее прогнутаой части Б. Каратау. В ЮВ Каратау появляются слои светлых яшм и уменьшается мощность формации.

Карагузский тип разреза свойствен структурно-фациальной зоне поздневендского заложения. Он начинается мелкозернистыми обломочными известняками, затем следуют светло-серые яшмовидные породы со слоями фтанитов с повышенным содержанием фосфора, аркозовые песчаники, туфоправелиты, глинистые яшмы. Мощность разреза 42—150 м.

В средней полосе Б. Каратау формация складывается фацией карбонатно-углеродисто-кремнистых осадков континентального склона. Гемипелагический характер отложений, преобладание биогенного планктонного компонента, небольшое содержание глинистого материала, отсутствие терригенных минералов, тонкая горизонтальная слоистость, близкая к ритмичной, свидетельствуют о том, что формация образовалась в результате осаждения биогенных илов в глубоководной, удаленной от берега обстановке. Изучением океанских осадков установлено, что биогенный кремнезем и органический углерод в наибольшем количестве (до 10—25% ОВ) осаждаются в зонах максимального апвеллинга и ха-

рактены для приконтинентального типа океанского седиментогенеза. Благодаря апвеллингу происходит интенсивный устойчивый подъем глубинных океанских вод, богатых фосфатами, нитратами, способствующими биологической продуктивности [Лафонд, 1974]. В Перуанском районе Тихого океана диатомовые илы с повышенным содержанием фосфора (до 0,76%) и C_{org} (до 5,1%) встречаются на глубине 300—500 м [Гершанович, Колюхов, 1977]. Приведенные факты, а также залегание этих образований в трансгрессивном ряду, выше отложений, образовавшихся во внешней, наиболее глубоководной части шельфа, позволяют полагать, что фация карбонатно-углеродисто-кремнистых осадков континентального склона сформировалась в обстановке верхней части относительно пологого континентального склона, т. е. в приконтинентальной части палеоокеанского бассейна, вероятно, в интервале глубин от 180—200 до 500 м. В структурно-фациальной зоне поздневендского заложения эта формация сложена фацией песчано-известково-кремнистых осадков глубокого шельфового моря. Кремнистые илы и пески здесь образовались в спокойной гидродинамической обстановке, куда не проникали течения и волнения.

По латерали в Малокаратауской структурно-формационной зоне описываемая формация переходит в доломитово-кремнистую фосфоритовую. Образование этих формаций было синхронным и связано с апвеллингом — явлением, присущим периферическим частям океанских бассейнов в условиях аридного климата.

Доломитово-известняковая формация по времени отвечает среднему — верхнему кембрию и тремадоку. Отмечается возрастное скопление нижней и верхней границ. По объему она отвечает кокбулакской свите. Главными ее компонентами являются собственно известняки и доломитовые известняки, обломочные доломиты, седиментационные брекчии известняков и доломитов. Обломочные доломиты, седиментационные брекчии — это аллохтонные члены формации, так как они принесены гравитационными потоками из другой структурно-формационной зоны с располагавшегося северо-восточнее шельфового поднятия М. Каратау.

В СЗ Каратау в структурно-фациальной зоне ранневендского заложения аксумбинский тип состоит из микрозернистых и очень мелкозернистых тонкослоистых собственно известняков и их доломитовых разновидностей, чередующихся с известковыми аргиллитами, глинистыми известняками, кремнистыми аргиллитами, содержащими очень тонкие слои барита. Такой тип разреза обнажается в СЗ Каратау в верховьях рр. Улькен-Саускандык, Аксумбе, Ран, в Ц. Каратау по р. Кызылата, в ЮВ Каратау по р. Кулан и Абайской антиклинали. Здесь мощность формации составляет 62—150 м.

Для структурно-фациальной зоны поздневендского заложения характерен карагуз-арпаозенский тип разреза, который начинается чередованием кремнистых аргиллитов и известняков, затем следует баритовая пачка (горизонт), выше обнажаются обломочные доломиты, переслаивающиеся с серыми и сиренево-серыми мелкозернистыми и очень мелкозернистыми известняками, седиментационные брекчии известняков и доломитов. Этот разрез известен также в северо-восточной полосе Б. Каратау в верховьях рр. Кокбулак и Арысь. Мощность его изменяется от 350—370 до 520 м, а по данным Н. Н. Севрюгина достигает 1400 м. Состав пород описан при характеристике кокбулакской свиты. Баритовая пачка состоит из чередования микрозернистых известняко-

вых, баритовых и кремнисто-аргиллитовых слоев с тонкой горизонтальной слоистостью. Слои мелкокристаллического барита имеют толщину от 0,1 до 3,8 см. Редки баритовые конкреции. По Н. Н. Севрюгину и др. (1979 г.), содержание бария составляет 33—75%.

Формация в средней полосе в зоне ранневендского заложения отнесена к фации глинисто-известковых осадков гипабиссальной равнины. Здесь она образована вертикальным осаждением глинистых и карбонатных илов, вероятно, в интервале глубин от 1000 до 2000 м. Латерально на северо-восток в структурно-фациальной зоне поздневендского заложения фация сменяется доломитово-известковыми осадками континентального склона и подножия. В этой зоне ее формирование связано со следующими факторами: вертикальное осаждение илов, транспортировка потоками под действием гравитационных сил, горизонтальное перемещение контурными течениями.

Доломитовые пески, из которых сформировались обломочные доломиты, образовались в дистальных частях турбидитов, о чем свидетельствует мелкая неоднородная, сортированная (градационная) и маятниковая слоистость, а также зерновыми потоками. Седиментационные брекчии известняков и доломитов являются отложениями пастообразных дебрисовых потоков (рис. 19). Обломки под действием сил гравитации переносились во флюидально-пластичной массе, обладавшей транспортирующей способностью за счет сцепления иловых известковых и глинистых частиц. Такой характер транспортировки характерен для континентальных склонов, подножий и каньонов [Хворова, 1978; Хэллем, 1983]. Наиболее вероятно формирование этой фации в нижней части континентального склона и подножия в интервале глубин от 500 до 1000 м. Известковые турбидиты свойственны в океанах континентальным склонам и подножиям пассивных континентальных окраин багамского типа [Хворова, 1984].

Аргиллитово-яшмовая формация отвечает позднеаренигскому и лланвирнскому векам нижнего — среднего ордовика, а по объему соответствует камальской свите. Главными компонентами являются тонкослоистые аргиллиты, глинистые яшмы, яшмы, второстепенными — кремнистые аргиллиты, микрозернистые известняки. Формация в нижней части сложена зеленовато-серыми и темно-серыми аргиллитами. Постепенно вверх они сменяются плитчатыми темно-серыми, черными, иногда красновато-коричневыми кремнистыми породами — глинистыми яшмами и собственно яшмами, которые находятся в тонком переслаивании. Такой выдержанный разрез характерен для всего Б. Каратау. Мощность формации 50—150 м.

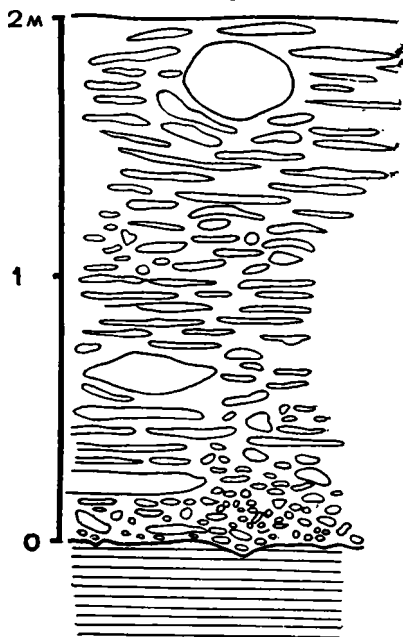


Рис. 19. Отложения пастообразного дебрисового потока с плоскими и изометричными обломками известняков и доломитов.

Зарисовка обнажения. Доломитово-известняковая формация. Кокбулакская свита. Разрез по р. Арпаозен

Красновато-коричневые и вишневые разности содержат гематит. Окислы железа составляют до 20—36%, марганца — до 6% (по данным Н. Н. Севрюгина, Л. Н. Краськова). Снизу вверх отмечается уменьшение количества слюдястых минералов глин и увеличение SiO_2 до 84,4%. Железомарганцевый модуль составляет до 25,8%. Его величина свидетельствует об отсутствии влияния подводных эксгаляций на образование кремнистых пород.

Формация образовалась из глинистых и кремнистых радиоляриевых гемипелагических илов с примесью мелкоалевритового материала. Постепенно глинистые илы сменились глинисто-радиоляриевыми. Формация слагается фацией кремнисто-глинистых глубоководных осадков континентального подножия и гипабиссальной равнины. Характерна тонкая горизонтальная слоистость, остатки планктонных организмов радиолярий, граптолитов, тонкораковинных беззамковых брахиопод, конодонтов. Эта фация формировалась в удаленной от берега спокойной обстановке, вероятно, на глубине в несколько сотен метров, а возможно, в первые километры. И. Ф. Никитиным [1973] эти образования отнесены к типу отдаленно-кремнистых формаций.

Песчаниково-алевролитовая формация широкой полосой протягивается вдоль юго-западного склона Б. Каратау, охватывает суындыкскую и бешарыкскую свиты, по времени соответствует лландейльскому и карадокскому ярусам ордовика. Ее главными членами являются песчаники и алевролиты, второстепенными — алевритистые аргиллиты, известняки, конгломераты и гравелиты. Разрез формации начинается голубовато-серыми и лиловыми алевритистыми аргиллитами и алевролитами, вверх сменяющимися зелеными алевролитами. Затем пересланяются мелкозернистые песчаники и алевролиты. Для средней части формации характерно ритмичное чередование зелено-серых песчаников и алевролитов в слоях от 5 до 80 см. Среди них встречены пласты гравелитов и конгломератов. В этой части часто наблюдаются сортированная (градационная) и косая слоистость, турбидитные ритмы Боума (рис. 20), оползневые текстуры. На плоскостях напластования видны гьероглифы. В верхней части формации увеличивается роль песчаников, появляются известняки и карбонатные конкреции. Мощность формации 680—1750 м.

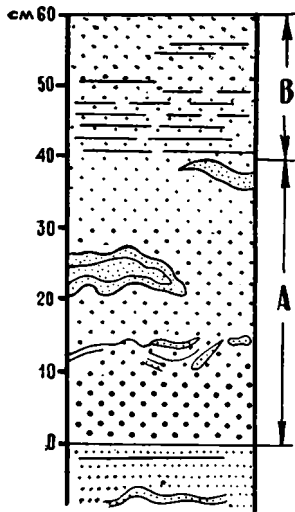


Рис. 20. Турбидитный ритм с интервалами А и В Боума.

Видна сортированная (градационная) слоистость. Зарисовка обнажения. Песчаниково-алевролитовая формация. Нижняя часть бешарыкской свиты. Разрез в верховьях руч. Карабулак

Нижняя часть формации (в объеме суындыкской свиты) сложена фацией песчано-глинисто-алевритовых осадков континентального подножия и гипабиссальной равнины. Она характеризуется преобладанием пелитового и алевритового материала, малой мощностью, присутствием остатков только планктонных организмов — граптолитов, подстилается и перекрывается глубоководными отложениями. Образование тонкого чередования алевритистых аргиллитов и алевролитов, вероятно, связано с нефелондными «облаками» придонной взвеси, пере-

мещавшимися над гиабиссальными равнинами. Такие «облака» могут быть обусловлены деятельностью суспензионных потоков и возникать независимо от них [Мурдмаа, 1979]. Средняя часть формации сложена фацией галечно-алевролитово-песчаных осадков континентального подножия и склона. В ней установлены проксимальные части турбидитов [Петтиджон, 1981] или ближнего флиша [Вассоевич, 1957; Градзиньский и др., 1980], отложения зерновых потоков. Проксимальные части турбидитов выявлены по присутствию интервалов А и В в ритмах Боума, наличию конгломератов, деформированных нарушенных текстур. Образование пластов конгломератов и гравелитов мощностью до 1,1 м связано с деятельностью зерновых потоков. Верхняя часть формации сложена фацией известково-песчано-алевролитовых осадков неглубокого шельфового моря. Она формировалась в спокойной обстановке, часто нарушавшейся слабыми течениями, вероятно, в интервале глубин от 40—50 до 100—120 м.

Образование регрессивной песчано-алевролитовой формации обусловлено поступлением громадных масс обломочного материала и большой скоростью накопления осадков. Эти факторы привели в позднем ордовике к компенсации и постепенному обмелению геосинклинального бассейна Б. Каратау. Источником обломочного материала был главным образом Улытау-Мойнкумский массив (Казахстанский микроконтинент), где восходящие движения привели к размыву карбонатных, терригенных и метаморфических докембрийских образований. Формация в средней части несет черты флишевой, а в верхней части нижнемолассовой формаций.

ГЕРЦИНСКИЕ ФОРМАЦИИ

Алевролитово-песчаниково-конгломератовая молассоидная формация включает отложения тюлькубашской свиты среднего и корпешской пачки франского яруса верхнего девона; с размывом и угловым несогласием залегают на байкальско-каледонском комплексе, а также карельском комплексе основания. Формация распространена в юго-западных предгорьях СЗ Каратау, где протягивается широкой полосой (до 15 км) в Ц. и ЮВ Каратау. На северо-восточных склонах сохранилась в виде разобщенных останцов. В северо-западной части Кокжотской структурно-формационной зоны формация выполняет Ушбасский прогиб.

Основная часть формации сложена тюлькубашской свитой, разделяющейся по составу на четыре части. Нижняя, песчано-алевролитовая часть распространена повсеместно. В ее составе преобладают алевролиты, песчаники с линзами конгломератов и гравелитов темно-серых с фиолетовым оттенком. В ядре Бессазской антиклинали в них отмечаются покровы оливиновых трахибазальтов. Мощность этой части достигает 300 м.

Выше залегают разногалечные полимиктовые конгломераты. В галечках преобладают породы ближайших областей. Степень окатанности галек различная. Мощность толщи конгломератов зависит от близости к областям сноса: по мере удаления конгломераты замещаются песчаниками, а затем алевролитами и аргиллитами с пачками песчаников. Максимальная мощность (до 800 м) отмечена на юго-западном склоне хребта.

Песчаная часть разреза постепенно сменяет конгломератовую. В ее составе преимущественно развиты красноцветные мелко- и среднезернистые полимиктовые и кварц-полевошпатовые песчаники со слоями и линзами конгломератов внизу разреза, алевролитами и аргиллитами сверху.

Текстура и структура песчаников типична для молассоидной формации: плохая сортировка обломочного материала, наличие внутренних размывов и косо́й слоистости, грубая ритмичность. Мощность этой части изменяется от 500 до 1500 м.

Песчаники постепенно сменяются неравномерно переслаивающимися красными, реже зелеными алевролитами и аргиллитами со слоями песчаников и единичными песчанстыми известняками и доломитами. Мощность достигает 670 м.

Верхняя часть (корпеская пачка) представлена зелеными, реже красными аргиллитами со слоями желто-бурых алевролитов, глинистых известняков, мелкозернистых песчаников. Вблизи кровли в зеленых аргиллитах появляются слои светлых мергелей, постепенно сменяющихся известняками фаменского яруса. Мощность пачки 40—100 м. Максимальная мощность формации вблизи областей сноса достигает 2000 м, по мере удаления от них сокращается.

Молассоидная формация накапливалась в эпоху активизации тектонических движений и образования горного рельефа (орогенный этап). Терригенные отложения являются континентальными образованиями конусов выноса, сменившихся во франском веке прибрежно-морскими отложениями.

Мергельно-доломитово-известняковая формация сложена пачками известняков, доломитов, мергелей, реже известняковых песчаников, песчанстых известняков фаменского яруса. Типична мелкая и крупная горизонтальная, горизонтально-волнистая слоистость, встречается бентосная фауна, отсутствуют органогенные постройки. Мощность формации изменяется от 250 до 1510 м.

Несмотря на общность строения, разрезы СЗ Каратау существенно отличаются от таковых Ц. и ЮВ Каратау, что связано с фациальной изменчивостью. В СЗ Каратау разрез состоит из известняков и доломитов. Мощность до 800—1000 м. Количество терригенной примеси достигает 10—15%. На западе Ц. Каратау разрез аналогичен, но количество нерастворимого остатка уменьшается до 3—4%. На востоке Ц. Каратау формация сложена мощной толщей (до 1340 м) мергелей и известняков, доломиты отсутствуют. Количество терригенной примеси составляет 15—30%.

В Байжансайском районе формация характеризуется переслаиванием доломитов и известняков, исчезновением мергелей. В северо-восточной части района происходят резкие изменения фаций и мощностей. Появляются обильный песчаный материал, известняковые конгломераты. Мощность уменьшается до 200 м, местами увеличивается до 800 м и более.

В Боролдаятау разрез формации близок к ачисайскому. Представлен чередованием мергелей и известняков с подчиненными слоями доломитов. Мощность достигает 1510 м.

Формация накапливалась в условиях мелкого моря, представлявшего собой окраинную часть обширного бассейна, располагавшегося юго-восточнее, на месте западной части Таласского Алатау, Пскемского и Чаткальского хребтов. Мелководность и жаркий климат способствовали повышению солености воды в краевых частях и благоприятствовали накоплению доломитов. В местах поступления пресных вод, привносивших обломочный материал, осадки обогащались терригенной примесью и отлагались известняки и мергели.

Доломитово-известняковая формация отвечает турнейскому ярусу. Характеризуется выдержанностью строения по вертикали и латерали.

В нижней части преобладают известняки и доломиты. Здесь встречаются все разновидности ряда известняк — доломит. В верхней части преимущественно развиты известняки со слоями мергелей, редко песчаников и известняковых конгломератов.

Известняки низов разреза обычно пелитоморфные, тонкодетритовые, с редкой фауной. В верхней половине преобладают биоморфно-детритовые известняки. Доломиты чаще черные, неравномерно-зернистые; светлые разности имеют пелитоморфную, реже тонкозернистую структуру. Максимальная мощность формации 2570 м.

Разрезу формации свойственно отсутствие размывов и перерывов. Характер изменения состава и мощности позволяет предполагать непрерывное, вероятно, неравномерное погружение дна турнейского бассейна. В короткие отрезки времени происходили обмеления, которые фиксируются появлением доломитовых пачек, прослоев терригенных пород.

Терригенно-карбонатная формация включает отложения визейского, серпуховского и башкирского ярусов нижнего — среднего карбона. Формации свойственны выдержанность состава по всему Б. Каратау, чередование пачек терригенных пород с единственно карбонатными, ритмичное строение. В составе формации выделяются три цикла мощностью 200—400 м. В нижних частях циклов преобладают терригенные породы, верхние представлены карбонатными или смешанными (терригенно-карбонатными) породами. Границы между циклами и их частями совпадают с границами свит.

Терригенные элементы циклов сложены алевролитами, аргиллитами, песчаниками, мергелями с подчиненными слоями глинистых известняков, известняковыми конгломератами. Карбонатные элементы представлены главным образом биоморфно-детритовыми известняками, реже доломитовыми породами, встречаются маломощные прослои мергелей, известняковых мергелей.

Максимальная мощность формации 3400 м.

Осадки терригенно-карбонатной формации накапливались в условиях медленной регрессии моря, на фоне которой происходили кратковременные трансгрессии.

Резкие границы между циклами свидетельствуют о том, что мелководное осадконакопление (известняки, известняковые конгломераты, песчаники) очень быстро сменялось более глубоководным (мергели, аргиллиты, алевролиты). Постепенные границы между элементами циклов говорят о медленной регрессии моря, с чем связано формирование осадков регрессивного ряда.

КОКЖОТСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

КАЛЕДОНСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Известняково-алевролитово-песчаниковая формация соответствует временному интервалу венд — нижний палеозой. По объему она охватывает куюкскую, ботакаринскую, конуртобинскую свиты мощной кокжотской серии (табл. 6). Представлена чередованием песчаников, гравелитов, алевролитов и аргиллитов. В средней части формации они постепенно сменяются светло-серыми, серыми тонкоплитчатыми обломочными известняками с прослоями аргиллитов ботакаринской свиты. Лишь в самых верхах карбонатной части формации выделяются темные массивные хомогенные известняки, являющиеся осадками открытой бассейновой седиментации. Для них характерно однородное строение, отсутствие

Таблица 6. Протерозойские и палеозойские формации Кокжотской структурно-формационной зоны

Этап	Стадия	Комплекс	Этаж	Подэтаж	Формация (комплекс)	Главные компоненты	Второстепенные компоненты	Стратиграфический объем	Возраст	Мощность, м	Интрузивный комплекс
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Квазиплатформенный			Герцинский		Алевролитово-песчаниково-конгломератовая			Тюль-кубашская свита			
	Рифтогенный лептогеосинклинальный			Позднебайкальско-каледонский		Каледонский			Диабазовые порфири-ты		
		Известняково-алевролитово-песчаниковая	Алевролиты, песчаники		Известняки, гравелиты, конгломераты, реже туфы кислого состава		Кокжотская серия	V—PZ ₁ кz	2600—3000		
Платформенный	Протогеосинклинальный	Комплекс основания	Карельский	Нижний		Не выявлен					
					Мигматит-гранитная	Биотитовые, амфибол-биотитовые гранито-гнейсы, мигматиты	Микроклинизированные гранито-гнейсы	PR ₁		Бессазский	
					Метагипербазит-габбровая	Серпентинизированные гипербазиты, габбро, габбро-нориты, габбро-амфиболиты		PR ₁		Бессазский	
	Метабазальтовый	Мелкозернистые тонкополосчатые амфиболиты, амфиболовые, биотит-амфиболовые гнейсы	Мрамор с примесью силикатного материала	Бессазская серия	PR ₁	1500					

обломочных разностей. Остальная часть формации сложена в основном отложениями автокинетических потоков (турбидитные, зерновые). Помимо них встречаются пелагические осадки и контуриты. Анализ состава, текстурно-структурных особенностей, характера стратификации предполагает образование отложений формации в каньонно-веерных системах континентального склона и подножия. Особенности генетических типов терригенных и обломочных карбонатных пород, наличие многочисленных текстур — гиероглифов — с уверенностью позволяют отнести эти отложения к флишевым или флишоидным.

МАЛОКАРАТАУСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКАЯ ФОРМАЦИЯ

Алевролитово-песчаниковая формация, соответствующая по объему большекаройской свите, развита только в Большекаройском блоке. Нижняя граница формации не вскрыта. Она начинается пачкой равномерного переслаивания песчаников, алевролитов, аргиллитов и редких пластов и линз мелкогалечных пудинговых конгломератов. Выше следует мощная пачка алевролитов и песчаников, сменяющихся гравелитами и песчаниками. Еще выше развита пачка чередования алевролитов и песчаников с конкрециями. Мощность составляет 1500—2000 м.

Преимущественно граувакковый тип песчаников, многократное переслаивание кластических пород разной зернистости и иногда турбидитовый характер их седиментации указывают на то, что образование формации связано с эпохой выравнивания расчлененного рельефа и заполнения прогибов в позднем рифее.

Известняковая формация распространена в центральной и частично в северо-восточной частях Большекаройского блока. По объему она отвечает тогузбайской свите. Нижняя граница ее срезана разломом. Она сложена в основном известняками со строматолитовой текстурой, иногда переслаивающимися с мергелями и аргиллитами. Последние характерны для верхней части разреза. Мощность порядка 1400 м.

Биостромные постройки и большая мощность известняков являются показателями того, что формация формировалась в приливной зоне береговой части бассейна. Красный цвет, связанный с присутствием гидроокислов железа, указывает на теплый и жаркий климат. Формация характеризует платформенный режим (табл. 7).

КАЛЕДОНСКИЕ ФОРМАЦИИ

Песчаниково-конгломератовая формация широко развита в Большекаройском и Малокаройском блоках. По времени она отвечает коксуйской свите, представлена валунными и галечниковыми конгломератами, которые ложатся на поверхность перерыва и несогласия. Выше они сменяются гравелитами, песчаниками, алевролитами и аргиллитами с горизонтами внутрiformационных галечных конгломератов. Мощность колеблется от 200 до 750 м.

Формация сложена фациями континентальных (аллювиальных) валунно-галечно-песчаных осадков конусов выноса и алевролитово-аргиллитовыми прибрежно-морскими породами. Эта формация характерна для начала каледонской трансгрессии. Климат во время формирования формации был таким же жарким, как и в периоды образования ниже лежащих формаций верхнего рифея, но, очевидно, более аридным. В от-

Т а б л и ц а 7. Протерозойские и палеозойские формации Малокаратауской структурно-формационной зоны

Этап	Стадия	Комплекс	Этаж	Подэтаж	Формация	Главные компоненты	Второстепенные компоненты	Стратиграфический объем	Возраст	Мощность, м	Интрузивный комплекс	
												1
Квазиплатформенный				Герцинский	Верхний	Карбонатно-терригенно-эвапоритовая	Известняки, алевролиты, песчанки, гипсы, ангидриты, каменная соль	Аргиллиты, мергели, глауберит	Тузкольская, соркольская и каракырская свиты	P	1000	
					Средний	Терригенно-карбонатная	Известняки, алевролиты, песчанки	Конгломераты, мергели, туфы, аргиллиты	Кызылканатская, аккольская, инталинская, каратузская, саройская, каракольская свиты	C_1v+ $+C_{2-3}$	2390—3975	
					Нижний	Конгломератово-песчаниковая	Конгломераты, песчанки	Алевролиты, аргиллиты, известняки	Кокतालская, джамансорская, тантайская, сулеймансайская свиты	D_3fm+ $+C_1t$	275—630	
					Верхний	Гранодиорит-гранитовая	Гранодиориты, лейкограниты	Кварцевые диориты, граносиениты		γO_2		Малокаратауский
						Алевролитово-песчаниковая	Песчанки, алевролиты, аргиллиты	Известняки, гравелиты, конгломераты	Жырыкаузская свита	O_2	530	
					Средний	Известняково-доломитовая	Известняки, доломиты	Кремни, мергели	Шабактинская свита	ϵ_1+O_2	1500—3000	
						Доломитово-кремнистая, фосфоритовая	Фосфориты, доломиты, кремни	Сланцы	Чулактауская свита	ϵ_1	0—75	
						Песчаниково-конгломератовая	Конгломераты	Песчанки, алевропесчанки	Кенгобысайская свита	V	15—200	
						Кремнисто-доломитово-тефroidная	Кремни, туфы, алевролиты, песчанки	Тефroidы, туф-литы, доломиты	Курганская, чичканская свиты	V	300—700	

Рифтоген		Позднебайкальско-		Ниж				
		Начальная	Поздняя					
Позднебайкальский		Позднебайкальско-		Ниж				
		Начальная	Поздняя					
		Аркозовая песчанниковая	Песчаники, гравелиты	Конгломераты	Актугайская свита	V	50—250	
		Песчаниково-конгломератовая	Песчаники, гравелиты, конгломераты	Алевролиты, аргиллиты, известняки	Коксуйская свита	V	200—750	
		Известняковая	Известняки, доломиты	Мергели, аргиллиты	Тогузбайская свита	R ₂	1400	
		Алевролитово-песчанниковая	Алевролиты, аргиллиты, песчаники, гравелиты	Конгломераты	Большекарройская свита	R ₂	1500—2000	

ношении геоморфологического рельефа предкоккуйского времени авторы присоединяются к мнению Ю. К. Советова [Еганов, Советов, 1979] о том, что описываемая формация формировалась на слабо дифференцированной поверхности, вовлеченной в вендский период в компенсированное прогибание. В целом она отражает молассоидный этап каледонид.

Аркозвая песчаниковая формация по объему соответствует актугайской свите, с перерывом залегает на подстилающей терригенно-карбонатной формации и развита на тех же участках. Она состоит главным образом из олигомиктово-аркозовых песчаников с линзами мелкогалечных конгломератов и правелитов. Мощность варьирует от 50 до 250 м.

Отложения формации считаются породами фации баров и пересыпей прибрежных зон. На это указывают грубозернистость, хорошая окатанность, ориентированность, выдержанность по латерали, разнонаправленная косая слоистость и преобладание песчано-правийного материала. Наличие глауконитов в верхней части свидетельствует о сравнительно медленном процессе седиментации в обстановке теплого гумидного климата. Состав формации указывает на связь с областью питания, сложенной гранитами. Такой массив, очевидно, обнажался к юго-западу от бассейна осадконакопления.

Кремнисто-доломитово-тефроидная формация согласно сменяет аркозовую песчаниковую и распространена на тех же участках, а также в Аксайском блоке. По объему она соответствует чичканской и курганской свитам венда. Ее нижняя часть состоит из карбонатно-кремнисто-аргиллитовых пород, средняя — из вулканитов и их перемытых продуктов, а верхняя — из карбонатно-терригенных осадков с обильным глауконитом. Постоянно присутствуют аркозовые песчаники и правелиты в частом чередовании. Мощность около 700—1500 м.

Чередование горизонтально-слоистых алевролитов и аргиллитов с горизонтами биогермных кремней и доломитов указывает на мелководную обстановку со сменой углублений и обмелений. Вулканические породы вместе с алевролитами и аргиллитами [Еганов, Советов, 1979; Максумова, 1980], вероятно, осаждались в спокойной гидродинамической обстановке морского бассейна. Состав, структурно-текстурные признаки (переменная зернистость, грубая и косая слоистость) песчаников и правелитов свидетельствуют о формировании формации в приливно-отливной зоне моря. Климат был теплым и жарким, на что указывают пестроцветная окраска пород и обилие строматолитов.

Песчаниково-конгломератовая формация, отвечающая по объему кенгобысайской свите, завершает в целом континентальные и морские фации венда М. Каратау. Она выделяется впервые. По составу формация довольно однообразна. Это красноцветные конгломераты, выше сменяющиеся красными и вишневыми мелкозернистыми известковистыми песчаниками и алевропесчаниками. Нижняя и верхняя границы ее выражены отчетливыми перерывами. Мощность от 15 до 200 м.

Выдержанность конгломератовой толщи, состоящей из разнообразных, хорошо окатанных галек и обильных интрузий гранитоидов, показывает принадлежность пород рассматриваемой формации к трансгрессивным образованиям мелкого моря.

Аналогичная по составу и стратиграфическому положению формация известна в Таласском Алатау под наименованием «верхняя молассовая» [Максумова, 1980, с. 113—115]. Последняя ею рассматривается как

возрастной аналог конгломератово-тиллитовой формации Большекарататауской структурно-формационной зоны, с чем мы вполне согласны.

Доломитово-кремнистая фосфоритовая формация содержит пластовые фосфориты и отвечает чулактауской свите. Основным чертам этой формации посвящено большое количество работ. Наиболее полной является монография Э. А. Еганова и Ю. К. Советова [1979], по которой ниже приводится характеристика формации. После кратковременного перерыва она без резко выраженного углового несогласия продолжает каледонский этап развития М. Каратау и находится в основании нижнекембрийской части тамдинской серии. О наличии перерыва свидетельствует тот факт, что в разных структурно-фациальных зонах (блоках) формация залегает на различных пачках курганской, коксуйской, тогузбайской и большекараульской свит.

Основными чертами формации являются высокое содержание фосфорита, кремнистость и карбонатность. Как отмечают Л. Ф. Чербянова [1977], Э. А. Еганов, Ю. К. Советов [1979] и др., формация сложена следующими типами пород: собственно доломитами и железомарганцевыми доломитами, чистыми кремнями (спонголитами), фосфатными кремнями и кремнисто-глинисто-алевролитовыми фосфатными сланцами и фосфоритами. Формация подразделяется на несколько изменчивых по мощности пачек, известных как нижний доломитовый, кремнистый, кремнисто-фосфатно-сланцевый, нижний и верхний фосфоритовые и железомарганцевый горизонты доломитов. Э. А. Еганов и др. обосновали закономерности сочетания определенных типов пород с промышленными фосфоритами. Описано пять типов разрезов формации [Холодов, 1973; Чербянова, 1977; Еганов, Советов, 1979 и др.]. Максимальной мощности она достигает в средней полосе М. Каратау, в районе месторождения Жанатас, Коксу и др. На северо-западе (Бабаата), юго-востоке (Карашат) и на севере (низовья р. Беркуты и сая Батырбай), а также на востоке (рр. Тамды и Арбатас) мощность формации минимальна, а фосфориты выклиниваются.

По существующим представлениям, формация накапливалась на шельфе открытого бассейна в условиях мелководья на фоне чередования транспрессий, в условиях жаркого климата. По аналогии с карбонатными толщами кембрия, развитыми на древних платформах Австралии и Северной Америки и так называемых «подвижных платформах Китая», можно говорить о сходстве описанной формации с формациями чехла кратонов (платформ или срединных массивов). Можно рассматривать формацию как нижнюю часть чехла срединного массива, переработанного последующими тектоническими активизациями. Формация образовалась в мелководной части открытого геосинклинального бассейна, располагавшегося на шельфовом обрамлении Улытау-Мойынкумского срединного массива (микроконтинента).

Известняково-доломитовая формация соответствует шабактинской свите, охватывающей большой интервал времени от верхней половины нижнего кембрия до лланвирнского яруса среднего ордовика. Она согласно залегает на доломитово-кремнистой фосфоритовой формации. Сложена только карбонатными породами — разнообразными доломитами и известняками. Глинистое вещество образует тонкие слои, а чаще — примазки на поверхностях напластования. Характернейшей чертой формации является невыдержанность. Детали ее строения до сих пор изучены неравномерно и характеристика приводится в общих чертах. Формация подразделяется на нижнюю (кембрийскую) и верхнюю (ордовикскую) части. Общая мощность порядка 2000—2500 м.

В нижней части формации, соответствующей нижнему кембрию, преобладают массивные и плитчатые доломиты, переслаивающиеся со слоистыми и плитчатыми известняками, местами органогенными, с многочисленной фауной трилобитов, брахиопод, хиолитов, хиолительминтов, гастропод и др. [Ергалиев, Покровская, 1977; Миссаржевский, Мамбетов, 1981]. Мощность порядка 130—150 м. Породы формировались в открытом мелководном бассейне на глубине нескольких десятков метров. Об этом свидетельствует наличие терригенных примесей, иногда зерен глауконита и разнообразной фауны, в том числе бентосной, которая местами образует депривные скопления. Характерны повышенное содержание фосфора, марганца и редких элементов, а также разная окраска пород (черная, серая, светлая, розоватая, коричневая и др.).

Средне-верхнекембрийская часть формации в Аксайском блоке сложена темноцветными известняками с обильной и разнообразной фауной [Ергалиев, 1980]. Среди известняков встречаются редкие маломощные слои мергелистых и глинистых сланцев, известковистых песчаников и седиментационных карбонатных брекчий. Последние вверх по разрезу наблюдаются чаще и увеличиваются в мощности. Отмечаются включения кремней. Мощность около 500—600 м. Эти осадки накапливались в открытом морском бассейне в обстановке длительной тектонической стабильности. Правильная тонкая горизонтальная слоистость, микрозернистость известняков, космополитность и иногда планктарность фауны позволяют предполагать, что осадконакопление происходило на глубине до 200 м в чистой воде.

Выше (верхи верхнего кембрия и тремадок) выделяется сложно построенная толща слоистых известняков с прадационной слоистостью, чередующихся с пачками карбонатных брекчий. Тектурные признаки свидетельствуют о том, что эти породы являются продуктами правитационного перемещения вещества в условиях внешней части шельфа и склона. Лучшие разрезы этой части формации известны по рр. Кыршабакты, Шабакты и саю Батырбай [Ергалиев, 1979; Аполлонов, Чугаева, 1982].

В Большекаройском и Малокаройском блоках кембрийская часть формации сложена светлыми и серыми тонкослоистыми доломитами, имеющими разное сложение (толстоплитчатые и массивные). Тонкая слоистость (местами менее 1 мм), выдержанность текстурных особенностей на большие расстояния позволяют допустить образование этой толщи на значительной глубине, возможно, гипабиссальной. Мощность около 700—1000 м.

Верхняя часть формации выполнена преимущественно массивными известняками и доломитами, светлыми, иногда темно-серыми и черными. Соотношение известняков и доломитов меняется в разных частях зоны, однако в верхах повсеместно преобладают известняки. Во всех трех блоках эта часть формации охарактеризована бентосной фауной, местами разнообразной, а также водорослями. Все это позволяет предположить образование формации в условиях шельфа или так называемой «карбонатной платформы». Мощность этой части формации достигает 1500—2000 м.

Выдержанность, особенности строения формации во времени свидетельствуют о тектонической стабильности структуры М. Каратау во время накопления осадков. Фациально-литологические особенности карбонатов близки известково-доломитовым разрезам краевых частей

платформ Северной Америки, Австралии, Гренландии, Китая. Все это позволяет рассматривать известняково-доломитовую формацию как чехол краевой части срединного массива.

Алевролитово-песчаниковая формация, отвечающая жырыкаузской свите лландейльского яруса ордовика, залегает согласно на известняково-доломитовой формации и распространена лишь в северо-восточной части Аксайского блока. Формация начинается пачкой чередующихся аргиллитов и известняков. Последние, уменьшаясь в мощности, постепенно исчезают. Затем следуют алевролиты и аргиллиты, находящиеся в тонком флишевом переслаивании. Среди них встречены единичные пласты известняков. Заканчивается формация пачкой средне- и грубо-зернистых песчаников и мелкогалечных конгломератов. Мощность 500—600 м.

Описываемая формация образовалась, вероятно, в спокойной обстановке в сравнительно глубоких частях шельфового моря. О значительной глубине свидетельствует присутствие тонкораковинной фауны беззамковых брахиопод и редких планктонных граптолитов. Верхняя часть формации, по-видимому, накапливалась в мелководной части бассейна, о чем свидетельствует молассоидный облик осадков, связанных с началом активизаций восходящих движений.

ГЕРЦИНСКИЕ ФОРМАЦИИ

Конгломератово-песчаниковая формация. В ее состав входят отложения фаменского яруса верхнего девона (сулеймансайская свита) и турнейского яруса нижнего карбона (тантайская, джамансорская и кокतालская свиты). Залегает с резким угловым несогласием на разных горизонтах нижнего палеозоя в северо-восточных предгорьях М. Каратау.

В основании располагаются красноцветные полимиктовые разногалечные конгломераты, переслаивающиеся с мелкозернистыми аркозовыми песчаниками, которые выше полностью замещают конгломераты. Встречаются слои темно-серых полимиктовых песчаников и алевролитов. Мощность этой части до 170 м. Выше формация сложена красноцветными алевролитами и аргиллитами со слоями песчаников, линзами гравелитов, с редкими прослоями органогенных и пелитоморфных известняков, доломитов. В самых верхах разреза отмечаются тела кремней. В известняках содержатся многочисленные брахиоподы и криноидеи, одиночные кораллы, богатый комплекс фораминифер. Мощность до 460 м.

Состав и мощность формации испытывают изменения по латерали, особенно в нижней части. Это выражается в смене конгломератов песчаниками и наоборот. Мощность на северо-западе 275 м, постепенно увеличивается в юго-восточном направлении до 630 м.

Конгломераты и песчаники являются образованиями конусов выноса предгорной равнины. Карбонатно-терригенные осадки накапливались в озерах и заливообразных лагунах транспрессировавшего с запада и северо-запада моря, в условиях аридного климата.

Терригенно-карбонатная формация включает визейский (каракольская, саройская, каратузская свиты), серпуховский (инталинская свита) ярусы нижнего и башкирский ярус среднего карбона, а также нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные отложения (кызылканатская свита). Согласно перекрывает нижележащую формацию. Распространена в предгорной равнине северо-восточнее М. Каратау.

В нижней части формации преобладают аркозовые, кварцевые и полимиктовые песчаники, гравелиты, пачки угленосных отложений с линзами углей, органогенных известняков и кремней. Мощность достигает 1185 м. Средняя часть сложена в основном известняками со слоями терригенных пород (песчаники, аргиллиты), мергелей с обильной фауной брахиопод, кораллов, криноидей, остракод, фораминифер. Мощность этой части разреза достигает 1640 м. В верхней части развиты преимущественно терригенные породы: красноцветные конгломераты, песчаники, алевролиты. Встречаются слои кремнистых, оолитовых известняков, аргиллитов. Мощность до 1150 м.

Максимальная мощность формации достигает 3975 м.

Терригенно-карбонатная формация полифациальна. В раннем визе осадки накапливались в условиях широкой приморской равнины в жарком влажном климате, о чем свидетельствуют угленосные отложения, в среднем визе — в прибрежно-морских и лагунных условиях аридного климата. Осадки средней части формации аккумуляровались в обстановке заливно-лагунного побережья и речных дельт. Верхняя часть разреза формировалась в прибрежно-континентальных условиях. В зоне лагунного побережья и дельтах рек отлагались красноцветные осадки с плохо сортированным обломочным материалом. В более глубоководных участках накапливались глинистые и карбонатно-глинистые породы. Красная окраска и бедность органическими остатками обусловлены жарким засушливым климатом.

Карбонатно-терригенно-эвапоритовая пестроцветная формация перми слагает единый комплекс, отдельные члены которого сменяют друг друга по вертикали по классической схеме солеобразования. Генетически формация представляет собой отложения центрально-озерного бассейна [Попов и др., 1963], накопившиеся в аридной климатической обстановке.

В основании формации располагаются карбонатно-терригенные пестроцветные отложения, адекватные каракырской свите. Она постепенно сменяет терригенно-карбонатную формацию карбона в условиях постепенной нивелировки рельефа. Эта субформация слагается мелкозернистыми песчаниками, алевролитами с частыми маломощными слоями известняков. Мощность субформации 40—110 м.

Терригенно-карбонатная субформация выше сменяется пестроцветной терригенно-сульфатной субформацией, представляющей в целом осадки застойно-озерных бассейнов соркольской свиты. Наряду с мелкозернистыми песчано-алевролитовыми осадками здесь присутствуют пласты и включения сульфатов гипса, реже ангидрита и глауберита. Мощность субформации 45—180 м.

В условиях последующей аридизации климата сульфатно-терригенная субформация замещается соленосно-терригенной, по объему соответствующей нижнекызылканатской подсвите. В строении ее наряду с терригенными, преимущественно алевритовыми породами участвуют пласты и слои галита, которые по латерали ближе к бортовым частям Чуйской впадины замещаются сульфатами. Мощность субформации достигает 560 м. В результате оживления тектонических движений и некоторой гумидизации соленосные фации в верхнетузкольское время замещаются красноцветными терригенными образованиями.

Общая мощность карбонатно-терригенно-эвапоритовой формации около 1000 м.

В разрезе мезозой-кайнозойских отложений рассматриваемого района отчетливо выделяются четыре группы геологических формаций, сформировавшихся в существенно различных ландшафтных, климатических и тектонических условиях: терригенно-бокситоносно-угленосная (поздний триас — средняя юра), карбонатно-терригенная пестроцветная (поздняя юра — палеоцен), карбонатно-песчано-глинистая серо-зеленая (палеоген) и терригенная красноцветная (неоген-четвертичный период). Из перечисленных третья группа имеет целиком морской генезис, отдельные формации прибрежно-морского происхождения включает вторая группа, формации остальных групп накапливались в сугубо континентальных условиях.

Каждая из отмеченных групп формаций отражает особую стадию геологического развития района. Однако геологическая история района в течение каждой из стадий была достаточно сложной, что нашло отражение в особенностях частных формаций, входящих в группы. Основные характеристики формаций приведены в табл. 8. Отметим главные особенности указанных выше групп формаций.

Терригенно-бокситоносно-угленосная группа формаций охватывает возрастной интервал от позднего триаса до средней юры. В ее состав входят пять формаций, из которых нижняя (пестроцветная глинисто-бокситоносная) стоит несколько особняком, характеризуя обстановку пенепленизации рельефа и относительного тектонического покоя (корнийский — норийский века) перед началом рэтско-юрской активизации. Остальные четыре формации данной группы сложены ритмично чередующимися грубообломочными (конгломератовыми) и мелкообломочно-угленосными толщами, сформировавшимися в условиях достаточно активного тектонического режима, который может рассматриваться как тафрогенный или рифтогенный, расчлененного рельефа и гумидного климата.

Карбонатно-терригенная пестроцветная группа формаций отвечает интервалу от поздней юры до палеоцена и включает шесть формаций. Из них нижняя и верхняя (верхнеюрская и даний-палеоценовая) представлены глинисто-карбонатными отложениями, в которых значительный удельный вес имеют доломиты.

Остальная часть разреза этой группы представлена грубообломочными наземными формациями (верхи юры, альб — сеноман, верхний турон — кампан), разделенными глинистой пестроцветной формацией (нижний турон), накапливавшейся в условиях прибрежной равнины, иногда заливавшейся морем.

Таким образом, состав и последовательность верхнеюрско-палеоценовых формаций свидетельствуют об их формировании в основном в континентальной обстановке при выраженном аридном климате и в целом на платформенных условиях, сопровождавшихся эпизодическими усилениями тектонических движений, интенсивность которых снижалась к концу мела — началу палеогена.

Карбонатно-песчано-глинистая группа представлена двумя формациями: известняково-терригенной (верхний палеоцен — средний эоцен) и зеленых глин (верхний эоцен). Обе формации накапливались в условиях прибрежной полосы и открытой части мелководного эпиконтинентального морского бассейна, в обстановке спокойного, ортоплатформенного тектонического режима. Для нижней из них характерно обогащение

Таблица 8. Формации эпигерцинского

Этап	Стадия	Этаж	Подэтаж	Группа формаций	Формация	Главные компоненты	Второстепенные компоненты
1	2	3	4	5	6	7	8
Платформенный	Ранняя — средняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-терригенная пестроцветная	Терригенно-карбонатная сероцветная	Алевролиты, песчаники, конгломераты
						Глинисто-карбонатно-конгломератовая	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Доломитово-терригенная	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Песчано-гравийная	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Пестроцветных глин	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Известняково-терригенная	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Зеленых глин	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Терригенная красноцветная	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Терригенная	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Глинистая красноцветная	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Суглинки, супеси, пески, гравий	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Лёссы, палевые известняки, конгломераты	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Глины серовато-зеленые, монтмориллонитовые	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Глины красные, карбонатные	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Глины серые, пески и известковые песчаники, мергели	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Пестрые доломитистые глины, алевролиты и песчаники	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Пески, песчаники, гравелиты косослоистые, пестроцветные	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Глины и алевролиты пестроцветные, каолинит-гидрослюдистые, внизу с повышенным содержанием глинозема	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Конгломераты разногачечные, косослоистые	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Глины красные, карбонатные, известняки	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Доломиты тонкослоистые, мергели	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Алевролиты, песчаники, гравелиты, конгломераты	Слои разногачечных конгломератов
Платформенный	Ранняя	Поздняя	Альпийский	Верхнеюрско-палеогеновый	Карбонатно-песчано-глинистая	Алевролиты, кремнистые глины	Слои разнозернистых красноцветных песчаников
						Пески кварц-глауколитовые, банки ракушняка, слои фосфоритов, коричневых глин	Слои разногачечных конгломератов

чехла Каратау

Стратиграфический объем	Возраст	Максимальная мощность, м	Распространение	Характер нижней границы	Обстановка накопления
9	10	11	12	13	14
Средне-верхне-четвертичные и современные отложения	Q _{II-IV}	200	Спорадически по всему району хребта	Глубокий размыв	Аллювиально-пролювиальная, озерная, эоловая
Кайнарбулакская, сохская свиты, нижне-четвертичные отложения	N ₂ ²⁻³ —Q ₁	160	Склоны и водораздельные участки хребта	То же	Озерная, аллювиально-пролювиальная
Бешарыкская, чилийская свиты	N ₁ —N ₂ ¹	300	Юго-западные и северо-восточные предгорья хребта	•	Континентальная и лагунная
Толща зелено-вато-серых глин	Pg ₂ ³	200	Склоны хребта и карстовые полости в осевой части	Согласная	Открытого мелкого моря
Кайнарбулакская, яныкурганская, муонкумская свиты	Pg ₁ ² —Pg ₂ ²	120	Склоны хребта	Размыв	Прибрежно-морская и открытого мелкого моря
Толща пестроцветных доломитистых глин, чулаккурганская, капданбекская, канжуганская свиты	K ₂ d—Pg ₁	90	Склоны хребта	Размыв	Лагунная и прибрежных равнин
Котурбулакская свита	K ₂ t ₂ —Km	350	Юго-западный склон Большого Каратау	То же	Аллювиальная
Шаштубинская, кызлатинская свиты	K ₂ t ₁	60	Юго-западный склон Большого Каратау	• •	Прибрежных равнин, периодически заливавшихся морем
Песчано-конгломератовая толща	K ₁ al—K ₂ s	170	Юго-западные предгорья Боролдайтау	Глубокий размыв	Аллювиальная предгорий
Балабугуньская свита	I _s	60	Юго-западные предгорья Боролдайтау, Леонтьевский грабен	Размыв	Озерная и аллювиальная предгорий
Карабастауская свита	I _s	350	Леонтьевский грабен	То же	То же

1	2	3	4	5	6	7	8
Тафрогенный	Поздняя	Альпийский	Верхнегирасово-среднеюрский	Терригенно-бокситоносно-угленосная	Терригенно-угленосная	Аргиллиты, алевролиты, песчаники сероцветные	Слои углей промышленной мощности
					Конгломератовая	Конгломераты разногалечные, косослоистые	Песчаники различного зернистые
	Терригенно-угленосная				Песчаники, алевролиты, аргиллиты сероцветные	Слои углей промышленной мощности	
	Конгломератовая				Конгломераты и гравелиты косослоистые	Песчаники различного зернистые	
Ранняя					Пестроцветная глинисто-бокситоносная	Глины красно-коричневые каолиновые	Слои бокситов промышленной мощности

органическим веществом, наличие маломощных прослоев фосфоритов. Данная группа формаций отражает эпоху максимальной трансгрессии эпиконтинентального морского бассейна в северо-восточной части Туранской плиты.

В составе *терригенной красноцветной группы* выделены три формации: глинистая красноцветная (миоцен-нижнеплиоценовая), глинисто-карбонатно-конгломератовая (среднеплиоценовая — нижнечетвертичная) и терригенная (четвертичная). Все три формации имеют общность основных характеристик: почти исключительно терригенный состав при существенном участии в глинистых разностях карбонатов, пестроцветность, высокие градиенты мощностей, исключительно континентальные условия накопления в условиях выраженного аридного климата. Однако между ними наблюдаются и некоторые различия, главным из которых является отчетливое увеличение в каждой более молодой формации по отношению к более древней роли грубообломочных пород. Эта особенность фиксирует общую для Тянь-Шаня закономерность развития, выражающаяся в резком усилении с начала неогена тектонических движений и возникновении эпиплатформенной орогенной области. Следует вместе с тем отметить, что этот процесс не был непрерывным. Наличие контрастных перерывов и несогласий в подошве каждой из выделенных формаций свидетельствует о его дискретном характере.

МАГМАТИЧЕСКИЕ ФОРМАЦИИ

Магматические образования Каратау слабо распространены. На их долю приходится всего $\frac{1}{25}$ часть площади обнаженного домезозойского фундамента. Однако, несмотря на слабое развитие, они разнообразны как по составу, так и по времени проявления и представлены всеми типами изверженных пород — от ультраосновных до кислых и щелочных, датируемых в широком возрастном интервале — от раннего докембрия до триаса.

Хотя магматические породы Каратау известны давно, со второй половины XIX столетия, степень их изученности остается все еще низкой.

9	10	11	12	13	14
Боролдайская, чохайская свиты	I ₂	300	Леонтьевский грабен	То же	Озерно-аллювиальная
Куркуреуская свита	I ₁	400	То же	Глубокий размыв	Аллювиальная предгорий
Таскомырсайская, кашкаратинская, боролсайская свиты	T ₃ -I ₁	650	» »	Размыв	Озерно-аллювиальная
Чокпакская свита	T ₃	400	» »	Глубокий размыв	Аллювиальная предгорий
Наутская свита	T ₃	50	Юго-западные предгорья Боролдайтау	То же	Платообразных равнин

Отчасти это связано с давно укоренившимся мнением об амагматичности региона, в связи с чем при геологических исследованиях на первый план выдвигались вопросы стратиграфии и тектоники. Изверженные породы фиксировались лишь попутно и изучались большей частью поверхностно, без петрохимических исследований. Специальных петрографических работ в Каратау проведено немного. К ним относятся исследования В. С. Малявкина (1935 г.), носившие рекогносцировочный характер, И. И. Бока (1941 г.) по Бессазскому массиву, а также М. В. Ташининой [1951] в ЮВ Каратау. Тектонические аспекты магматизма Каратау освещены в работах Г. И. Макарычева и В. И. Пазиловой [Макарычев, Пазилова, 1963, 1973; Макарычев, 1978].

Краткая сводка по магматизму Каратау приведена в сороковом томе «Геологии СССР» [1971] и в объяснительной записке к «Геологической карте Южного Казахстана масштаба 1 : 500 000» [1981]. Формационный анализ магматических пород Южного Казахстана, включая Каратау, в последние годы выполнен С. Н. Митрофанской при составлении карты магматических формаций масштаба 1 : 500 000.

В основу настоящей главы положен формационный подход к классификации магматических тел Каратау. Принципы выделения магматических формаций и комплексов освещены в печати [Херасков, 1952; Билибин, 1959; Кузнецов, 1964; Ляпичев, 1977 и др.]. Следуя за Ю. А. Кузнецовым, под магматическим комплексом мы понимаем конкретную, т. е. занимающую определенное место в пространстве и во времени ассоциацию магматических пород, тесно связанных друг с другом парагенетическими отношениями, близких по возрасту и геологической обстановке образования.

Выделенные магматические комплексы привязаны к определенному региону и времени образования, т. е., по существу, являются конкретными магматическими формациями. Например, термин «кулантауский щелочно-ультраосновной комплекс» может быть заменен другим равнозначным ему термином «щелочно-ультраосновная формация Каратау». Первый из них более удобен в употреблении и поэтому предпочтительнее. Если же из названия формации исключить географический

указатель, то мы получаем абстрактную формацию, в данном примере щелочно-ультраосновную.

Исходя из приведенного выше определения выделение магматических комплексов (следовательно, и формаций) производилось в такой последовательности. По данным микроскопического описания шлифов и результатам химического анализа определялся петрографический состав изученных массивов как набор (качественный и количественный) определенных типов пород. В случае, если по геологическим данным известно, что эти породы близки по возрасту и постоянно ассоциируют друг с другом, они объединялись в магматический комплекс. Название комплекса давалось по наиболее распространенным породным представителям.

БОЛЬШЕКАРАТАУСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

С позднебайкальско-каледонским циклом тектонического развития Б. Каратау связаны верхнерифейские магматические комплексы: кайнарский трахилипарит-базальтовый и кумыстинский граносиенитовый.

Кайнарский трахилипарит-базальтовый комплекс. К рассматриваемому комплексу отнесены вулканические породы кайнарской свиты, имеющие контрастный состав. Выходы отложений этой свиты приурочены к ядрам, реже к крыльям антиклинорных структур. Они с перерывами прослежены через весь Каратау, а за его пределами — в Таласском Алатау и Улытау. Отмечена пространственная связь комплекса с межзональным длительно живущим линеamentом — Главным Каратауским разломом (ГКР), разделяющим каледонские и доверхнерифейские структуры Б. Каратау и Чу-Сарысуйского срединного массива.

Кайнарский комплекс характеризуется сильной изменчивостью состава по простиранию вулканического пояса. В ЮВ Каратау он сложен кислыми эффузивами, в Ц. Каратау — кислыми и основными, в СЗ Каратау (р. Бала-Саускандык) — основными эффузивами. Далее к северо-западу (р. Талдык) роль кислых и основных эффузивов вновь выравнивается. Следовательно, по простиранию рифейского вулканического пояса отчетливо проявляется петрохимическая зональность, указывающая на гетерогенность древнего складчатого фундамента, на котором он заложился.

Наиболее распространенной разностью эффузивов в ЮВ Каратау являются трахилипаритовые порфиры — светло-серые мелкопорфировые, олигопорфировые, иногда полипорфировые породы, состоящие из вкрапленников микроклин-пертита, кислого плагиоклаза (альбит № 0—10) и очень редко опациitized биотита. В альбитизированных трахилипаритовых порфирах вкрапленники вторичного альбита преобладают над микроклин-пертитом. Основная масса представлена микрозернистым агрегатом зерен кварца и щелочного полевого шпата и имеет микрофельзитовую, реже микропранофировую или сферолитовую структуру. Широко развиты порфиры с флюктуационной структурой, обусловленной чередованием тонких полос различной степени кристалличности и зернистости.

Игнимбриты трахилипаритовых порфиров широко распространены и образуют покровы мощностью до 130 м. М. В. Тащининой [1951] они не выделены и отнесены к туфолавам и флюидалным порфирам. В от-

личие от последних в их псевдофлюидальной основной массе видны реликты обломочного строения, а вкрапленники полевых шпатов имеют обломочный («скольчатый») характер. Встречаются уплощенные обломки вулканического стекла типа фьямме.

Мощность пород кайнарского комплекса в ЮВ Каратау свыше 1000 м (подошва эффузивной толщи здесь не обнажена).

В Ц. Каратау характер разреза кайнарского комплекса иной. Здесь существенную роль в его составе играют основные эффузивы и вулканогенно-осадочные породы. В разрезе по р. Карагуз кайнарский комплекс имеет отчетливое трехчленное строение. В нижней части разреза преобладают кислые эффузивы (трахилипаритовые и сферолитовые порфиры), в верхней — основные миндалекаменные порфириты и их туфы. Средняя часть разреза сложена вулканогенно-осадочными породами: зелеными туфогенными песчаниками, правелитами и алевролитами.

В районе г. Бессаз кайнарский комплекс имеет максимальную мощность (2200 м) и состоит из трех толщ: нижней — покровы и силлы зеленых порфиритов и диабазов (700 м), средней — буровато-серые и красно-бурые трахилипаритовые и липаритовые порфиры, их туфы и игнимбриты (1000 м) и верхней — лавы и туфы миндалекаменных порфиритов с прослоями туфогенных песчаников и кислых эффузивов (500 м).

Базальтовые порфириты, являющиеся существенной составной частью кайнарского комплекса в Ц. Каратау, сложены микрозернистой основной массой и редкими мелкими, иногда микроскопическими вкрапленниками полностью альбитизированного плагиоклаза. Основная масса образована умеренно вытянутыми микролитами и лейстами альбитизированного полевого шпата, промежутки между которыми выполнены мелкими зернышками рудного минерала и вторичного зеленого хлорита и эпидота (интерсертальная структура). Встречающиеся в базальтовых порфиритах миндалины обычно немногочисленные (5%), изометричные, небольшие по размеру (2—3 мм, реже до 20 мм), выполнены тонкочешуйчатым зеленым хлоритом, иногда совместно с эпидотом.

В СЗ Каратау (р. Бала-Саускандык) в отличие от более южных районов в кайнарском комплексе преобладают лавы и туфы основного состава. Кислые эффузивы (липаритовые порфиры) имеют резко подчиненное значение. Прослой осадочных пород здесь почти полностью отсутствуют. Характерной чертой вулканических пород этого района являются их сильные вторичные преобразования в зеленосланцевой фации метаморфизма.

Петрохимическая характеристика вулканических пород кайнарского комплекса дана по данным 76 силикатных анализов, усредненных по петрографическим типам и пересчитанных по методу А. Н. Заварицкого (табл. 9). При анализе гистограммы распределения SiO_2 и векторной диаграммы (рис. 21, 22) отчетливо видна контрастность состава комплекса. Он сложен основными и кислыми эффузивами, дающими максимумы содержания SiO_2 на гистограмме в пределах 45—50 и 70—75%. Породы среднего состава в комплексе отсутствуют.

Вывод о контрастности и бимодальности кайнарского комплекса — наиболее важный результат исследований. У предыдущих исследователей из-за отсутствия достаточного количества химических анализов сложилось неверное представление о широком развитии в рассматриваемом комплексе андезитов, что нашло свое отражение, в частности, в сборном томе «Геологии СССР» [1971]. Г. И. Макарычев [1978] по этой же причине ошибочно отнес кайнарские эффузивы к непрерывной базальт-андезит-липаритовой серии эвгеосинклиналильного типа.

Таблица 9. Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
<i>Кайнарский Юго-Восточный</i>												
1	7	70,16	0,46	16,05	1,44	1,09	0,14	0,43	0,67	2,48	5,36	0,05
2	5	71,74	0,35	15,8	1,38	2,01	0,06	0,24	0,39	1,94	4,94	0,05
3	8	69,89	0,51	15,56	1,60	1,16	0,52	0,44	1,05	3,42	4,03	0,11
4	3	65,81	0,62	15,99	2,63	1,76	0,05	1,12	1,32	1,82	6,27	0,08
5	1	77,24	0,25	15,65	0,65	0,60	0,10	0,24	0,23	0,65	0,58	0,04
6	1	48,77	1,13	17,94	6,10	4,75	0,16	9,11	4,53	2,56	1,23	0,13
7	4	71,34	0,43	15,9	0,88	1,98	0,17	0,49	0,31	1,94	4,60	0,06
<i>Центральный</i>												
8	17	48,33	1,76	15,08	6,48	6,19	0,20	5,26	6,16	2,92	2,07	0,43
9	1	47,28	1,94	15,3	8,5	5,41	0,38	6,42	8,1	2,66	0,94	0,42
10	7	72,75	0,27	12,89	2,21	1,81	0,03	0,7	0,73	3,16	4,12	0,04
11	1	62,71	0,99	15,38	3,95	3,74	0,1	2,64	1,46	1,82	3,50	0,11
12	8	71,15	0,31	12,81	1,7	1,1	0,04	0,94	1,9	2,91	4,37	0,12
<i>Северо-Западный</i>												
13	9	48,74	1,67	16,04	8,23	3,56	0,13	4,45	6,38	4,53	0,63	0,40
14	4	73,38	0,21	13,63	2,0	0,7	0,03	0,94	0,79	2,81	3,44	0,03
<i>Кумыстинский</i>												
15	8	66,26	0,62	15,51	2,66	1,25	0,06	0,89	1,55	5,11	3,62	0,2
16	6	52,23	1,19	17,22	3,95	5,25	0,17	4,87	5,71	3,59	2,39	0,31
<i>Малокаратауский</i>												
17	6	64,25	0,67	15,30	2,54	2,37	0,08	2,39	4,03	3,40	3,81	0,18
18	1	68,67	0,45	14,77	1,87	1,63	0,11	1,65	3,03	3,58	3,86	0,12
19	1	71,61	0,29	13,76	1,21	1,03	0,08	1,18	1,57	3,64	4,22	0,07
20	2	74,28	0,20	13,52	1,14	0,90	0,05	0,55	1,22	3,02	4,45	0,07
21	1	76,88	0,10	12,61	0,64	0,29	0,03	0,48	0,90	3,15	4,85	0,04
22	1	75,18	0,11	12,58	0,65	1,23	0,02	0,13	1,19	3,22	4,75	0,02
<i>Кокжотский</i>												
23	5	49,72	1,06	14,44	2,96	6,64	0,17	7,98	7,49	2,97	0,43	0,48

Примечания: I.1 — трахилипаритовый порфир, 2 — флюидалный трахилипаритовый порфир, 5 — липаритовый порфир, 6 — миндалекаменный порфирит, 7 — туфы и тофовый порфир, 11 — дацитовый порфир, 12 — туфы и ингимбриты липаритового порфира, 16 — амфиболиты (ксенолиты в Кумыстинском массиве), 17 — гранодиорит, 18 — кит, 22 — аплит, 23 — диабазовый порфирит. II. При расчете среднего химического состава (анализов): С. Г. Анкинович, 1961 г. (4), А. О. Дюсеков и Б. Н. Еремеев, 1972 г. (5), 1981 г. (18), М. В. Ташнина, 1951 г. (17), Э. Турсункулов, не опубл. (7).

Вторая примечательная черта петрохимии кайнарских вулканитов — их высокая калиевоность. Среднее содержание K₂O в трахилипаритовых порфирах ЮВ Каратау составляет 5,17%, причем в отдельных пробах оно достигает 7,55%. Аналогичный показатель для этих же пород Ц. Каратау несколько ниже, но также достаточно высокий (4,12%). Базальтовые порфириты также содержат повышенное количество K₂O (2,07%).

По нормативному составу базальты кайнарского комплекса соот-

пород позднебайкальско-каледонских магматических комплексов Каратау

П.п.п.	H ₂ O	Числовые характеристики									
		a	c	b	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25

комплекс
Каратау

1,26	0,16	12,7	0,8	9,3	69	23	8	—	41	28,3	16,1
0,67		10,8	0,5	11,6	71	26	3	—	37	32,1	24,0
1,47		12,9	1,3	8,3	57	34	9	—	56	27,9	10,2
2,23		13,0	1,6	10,8	47	35	18	—	31	21,6	8,4
0,21	4,56	2,0	0,3	17,9	89	9	2	—	63	55,9	7,5
3,52	0,07	7,4	5,5	30,8	19	31	50	—	76	-7,6	1,3
1,43		10,4	0,3	12,5	72	22	6	—	39	31,5	35,0

Каратау

4,64		10,1	5,7	21,2	—	51	39	10	68	-5,9	1,8
2,28	0,02	7,5	6,7	27,6	—	47	40	12	80	-5,3	1,1
0,72		12,5	0,9	6,9	34	50	16	—	51	33,5	13,9
2,84	—	8,8	1,7	19,0	41	36	23	—	44	21,7	5,2
2,01		12,7	2,2	4,2	—	60	36	4	50	34,2	5,8

Каратау

4,73	11,6	5,7	21,8	—	51	37	12	92	-7,1	2,0
1,73	10,6	0,9	8,6	57	26	17	—	55	37,7	11,8

комплекс

1,56	16,4	1,9	5,6	10	27	63	—	68	17,5	8,6
2,47	11,8	6,1	18,4	—	48	46	5	70	-2,3	1,9

комплекс

0,83	0,06	13,0	3,8	9,7	—	46	42	12	58	17,2	3,4
0,60	0,05	13,1	3,2	6,6	—	51	42	7	58	24,8	4,1
0,80	0,03	13,9	1,9	4,1	6	47	47	—	57	30,5	7,3
0,71	0,03	12,6	1,4	4,6	43	38	19	—	51	36,2	9,2
0,31	0,02	13,3	1,0	2,3	32	34	34	—	50	39,2	12,8
0,10	0,0	13,6	1,4	2,0	3	84	13	—	51	37,4	9,7

комплекс

5,06	0,17	7,4	6,4	26,4	—	35	53	12	91	-1,6	1,2
------	------	-----	-----	------	---	----	----	----	----	------	-----

паритовый порфир, 3 — альбитизированный трахилпаритовый порфир, 4 — дацито-игнимбриты трахилпаритовых порфиров, 8 — порфириты, 9 — диабаз, 10 — липарифира, 13 — порфириты, порфиритоиды, спилиты, 14 — порфириоиды, 15 — граносиенит, биотит-амфиболовый гранит, 19 — биотитовый гранит, 20 — лейкогранит, 21 — аляс-состава пород использованы материалы следующих авторов (в скобках — количество В. П. Компанейцев, не опубли. (52), В. С. Малявкин. 1935 г. (4), С. Н. Митрофанская,

ветствуют слегка пересыщенным кремнеземом гиперстеновым толеитам. По химическому составу они близки к базальтам трапповой формации, особенно к тем из них, которые развиты в молодых платформах (ранне-мезозойским траппам Зауралья, Тургайского прогиба и Кузбасса) [Кутолин, 1969].

Для химизма кислых представителей кайнарского комплекса характерны, помимо повышенной щелочности, пересыщенность глиноземом,

низкое содержание полевошпатовой извести и феррических компонентов. Величина характеристики a/c для этих пород составляет несколько десятков единиц, что указывает на их повышенную щелочность.

Металлогеническая специализация кайнарского комплекса изучена слабо. В ЮВ Каратау с гидротермально измененными (окварцованными) кислыми эффузивами, приуроченными к экструзивному куполу, связаны рудопроявления золота.

Кумыстинский граносиенитовый комплекс. К данному комплексу отнесены два интрузивных массива в СЗ Каратау: Кумыстинский и Курдыкский.

Кумыстинский массив расположен на юго-восточном замыкании Бақырлинской антиклинали. Он вытянут в северо-западном направлении согласно с общим простиранием вмещающих пород. В плане массив имеет вид удлинённого овала

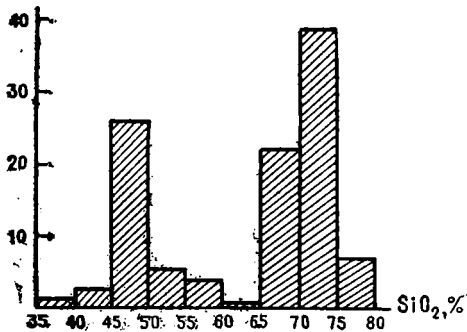


Рис. 21. Гистограмма распределения SiO_2 в вулканических породах кайнарского комплекса

размером 15 км по длинной оси и до 3 км по короткой. Он прорывает карбонатные породы верхнего рифея и с разрывом и угловым несогласием перекрыт конгломератами ранской свиты (венд), в гальке которых содержатся кумыстинские граносиениты.

Таким образом, по геологическим данным возраст Кумыстинского массива с достаточной надежностью определен как верхнерифейский. Он подтвержден также результатами определения абсолютного возраста пород массива по циркону альфа-свинцовым

методом — 720 млн. лет [Киселев, Королев, 1972].

Форма и внутреннее строение массива с достаточной уверенностью расчленяются благодаря широкому развитию в граносиенитах гнейсовидных текстур. Ориентировка последних (юго-западное падение под углом 30—60°) в общем совпадает с элементами залегания вмещающих пород, что дает основание считать массив субсогласной послонной залежью.

Петрографический состав пород Кумыстинского массива, несмотря на кажущуюся пестроту, обусловленную наличием переработанных ксенолитов и фациальной изменчивостью, достаточно однороден. Массив однофазный и сложен порфирированными граносиенитами — светло-розовыми, реже зеленовато-серыми породами с характерной гнейсовидной, иногда очковой текстурой. В составе пород участвуют порфирированные выделения пертита, образующие толстые линзы, ориентированные в одном направлении и составляющие 30—40% площади шлифа. Размер выделений пертита до 10—20 мм. Интерстиции между ними выполнены мелкозернистой основной массой: калишпатом, альбитом, кварцем, зеленой роговой обманкой и полностью хлоритизированным биотитом. Породы лейкократовые, содержание цветных минералов составляет 2—3% и лишь изредка достигает 5—7%.

В Кумыстинском массиве среди граносиенитов встречаются инородные меланократовые тела, представляющие собой переработанные (ороговикованные и амфиболитизированные) ксенолиты и блоки глубин-

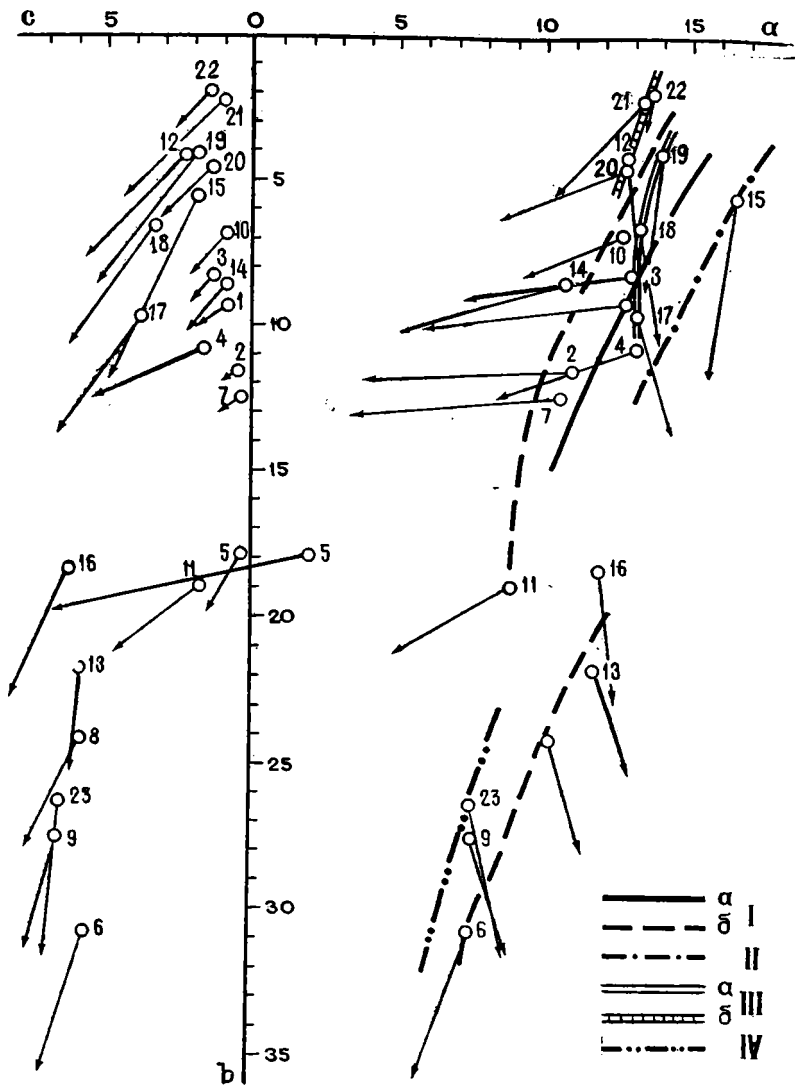


Рис. 22. Векторная диаграмма состава магматических пород позднебайкальско-каледонских магматических комплексов Каратау (по методу А. Н. Заварицкого).

Цифры на диаграмме соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 9. Вариационные линии комплексов: I — кайнарского базальт-трахилипаритового: а — ЮВ Каратау, б — Ц. и СЗ Каратау; II — кумыстинского граносиенитового; III — малокаратасурского гранодиорит-гранитового: а — первая фаза, б — вторая фаза; IV — кожжотского диабаз-порфиритового

ных пород основного, реже среднего состава. Размер таких тел колеблется в широких пределах: от первых до нескольких сотен метров. Форма их чаще всего плитообразная, с ориентировкой, согласной с гнейсовидной текстурой вмещающих граносиенитов. С последними они имеют резкие контакты, иногда с тонкой метасоматической оторочкой вторичного биотита.

Курдыкский массив граносиенитов расположен на северо-западном

замыкании Бақырлинской антиклинали. Он имеет небольшие размеры (около 1 км²). Его геологическая позиция и петрографический состав пород во многих отношениях одинаковы с таковыми Кумыстинского массива. Он также образует послойную залежь в рифейских известняках. Ксенолиты пород основного состава здесь редки и небольших размеров. Вблизи северо-восточного контакта массива наблюдается крупный плитообразный ксенолит мраморизованных известняков.

Петрохимические особенности магматических пород комплекса характеризуются умеренной пересыщенностью кремнеземом, повышенной глиноземистостью, низким содержанием фемических компонентов и полевошпатовой извести и, что особенно важно, высоким содержанием щелочей (см. табл. 9). По классификации А. Н. Заварицкого граносиениты Кумыстинского массива относятся к слабо пересыщенным SiO₂, богатым щелочами породам. На векторной диаграмме (см. рис. 22) они занимают промежуточное положение между гранитами и щелочно-земельными сиенитами. Как по петрографическому, так и по петрохимическому составу породы Кумыстинского комплекса соответствуют субщелочным лейкократовым щелочно-полевошпатовым граносиенитам с высоким содержанием калия. Появление пород подобного состава является важным репером, отмечающим этап формирования гранитного слоя земной коры [Ляпичев и др., 1977].

Металлогенические особенности кумыстинского комплекса определяются приуроченностью к граносиенитам промышленных полиметаллических и золоторудных месторождений кварцево-жильного типа. В зоне экзоконтакта Кумыстинского массива, среди измененных карбонатно-терригенных пород рифея находится рудопоявление маложелезистого асбеста.

ГЕРЦИНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

К числу герцинских относятся следующие магматические комплексы Большого Каратау: балаузенский оливин-трахибазальтовый, кашкаратинский трахибазальт-трахиандезитовый, кызылдиханский гранитовый, байжансайский диабаз-гранит-порфирировый, даубабинский щелочно-базальтоидный, ирисуйский щелочно-габброидный, кулантауский щелочно-ультраосновной, акуюкский щелочно-лампрофирировый.

Балаузенский оливин-трахибазальтовый комплекс. В Ц. Каратау, в верховьях рр. Балаузен и Теректы, среди песчаников и алевролитов, залегающих под «базальтными» конгломератами туюкубашской свиты, а также внутри последних, Л. В. Беляковым и В. И. Пазиловой (1956 г.) описано несколько покровов миндалекаменных порфиритов мощностью до 20—25 м. Возрастное положение эффузивно-терригенной пачки остается спорным. Наиболее обоснованным является мнение Е. А. Похвисневой [1959] о принадлежности этой пачки к низам туюкубашской свиты.

Эффузивы комплекса представляют собой сильно измененные вторичными процессами темно-зеленые и зеленовато-серые порфирировые породы массивной, нередко миндалекаменной текстуры. Вкрапленники цветных минералов (пироксена и оливина) в них полностью разложены и замещены хлоритом. Плагноклаз образует удлиненные альбитизированные и карбонатизированные лейсты. Основная масса этих пород также сильно разложена. Местами в ней видны реликты диабазовой структуры. Размер миндалин, выполненных хлоритом и карбонатом, составляет 0,5—1 см.

Л. В. Беляков и В. И. Пазилова отнесли описанные породы к диабазовым и андезитовым порфиритам. Однако, как показали анализы образцов порфирита, по химическому составу они соответствуют высококалиевым оливиновым трахибазальтам (табл. 10). Химизму этих пород свойственны повышенное содержание щелочей и в особенности калия ($a=12,8$, $n=60$), дефицит кремнезема ($Q=-16,7$) и высокая титанистость и магнезиальность.

По Ю. А. Кузнецову [1964], щелочная оливин-базальтовая (трахибазальтовая) формация континентов характерна для областей завершенной складчатости и древних платформ, т. е. для устойчивых областей. Внутри этих областей формация обнаруживает связь с крупными разломами, особенно с рифтовыми структурами.

Присутствие трахибазальтов в низах тюлькубашской свиты указывает на то, что Каратау в среднем девоне представлял собой тектонически устойчивую область (кратон), активизация которой сопровождалась заложением глубинных разломов, резкими дифференциальными движениями блоков земной коры и возникновением очагов трахибазальтовой магмы.

Кашкаратинский трахибазальт-трахиандезитовый комплекс. В ЮВ Каратау, на северо-восточном крыле крупной Кашкаратинской синклинали, в составе отложений нижнего карбона присутствует эффузивно-терригенная толща мощностью от 200 до 800 м, сложенная красноцветными конгломератами, полимиктовыми песчаниками, тремя-четырьмя покровами темно-бурых миндалекаменных порфиритов мощностью от 9 до 60 м каждый и редкими прослоями известняков с морской фауной.

Миндалекаменные порфириты сложены вкрапленниками плагиоклаза размером до 2 мм, микровкрапленниками полностью хлоритизированных пироксена и оливина и гиалопилитовой основной массой, состоящей из микролитов полевого шпата, микровыделений разложенного оливина и бурого измененного стекла. Содержание миндалин в порфиритах достигает 25%. Они заполнены кальцитом, хлоритом, кварцем и халцедоном.

Из-за сильных вторичных изменений, трудностей определения состава основной массы и отсутствия химических анализов точная диагностика вулканических пород комплекса была невозможна, и они определялись как миндалекаменные базальтовые и диабазовые порфириты. Химические анализы этих пород позволили уточнить петрографическую характеристику и установить их формационную принадлежность (см. табл. 10). Выянилось, что в составе комплекса участвуют субщелочные породы: трахибазальты, трахиандезито-базальты и трахиандезиты. Содержание щелочей в них достигает 9,5%, в том числе K_2O — 6,5%.

Кашкаратинский комплекс по петрохимическому составу близок к своеобразной абсарокит-шошонит-банакитовой серии Йеллоустонского парка в США, от которой он, однако, отличается отсутствием наиболее меланоократовых пород серии — аналогов абсарокитов.

По характерному набору пород, особенностям петрографического и петрохимического состава комплекс соответствует трахиандезитовой формации Ю. А. Кузнецова [1964].

В пространственной и парагенетической связи с кашкаратинским комплексом находятся рудопоявления полиметаллов и барита.

Кызылдыханский гранитовый комплекс. Крупные погребенные массивы этого комплекса (Сусызкаринский и Кызылдыханский) впервые

Таблица 10. Химический состав и числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

№ п/п	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Балаузенский												
1	6	45,43	2,36	16,44	5,00	6,55	0,15	6,59	3,66	1,57	4,72	1,08
Кашкаратинский												
2	3	56,2	1,09	17,48	4,94	1,14	0,04	2,01	3,82	3,83	5,91	0,72
3	2	52,74	2,15	14,45	5,25	4,31	0,10	4,78	6,43	3,05	2,10	0,72
4	2	48,92	1,63	13,7	7,05	3,32	0,08	6,68	6,80	3,30	1,17	0,34
Кызылдиханский												
5	1	65,81	0,57	14,68	4,81	0,73	0,06	2,61	1,57	3,60	4,35	—
6	1	70,36	0,48	13,95	3,19	0,60	0,07	1,79	2,62	2,85	3,20	—
7	1	71,14	0,33	13,65	2,07	0,23	0,02	2,35	1,07	3,40	4,90	—
8	1	74,86	0,13	12,28	1,54	0,27	0,03	1,74	0,71	3,55	4,50	—
Байжансайский Байжансайский												
9	6	50,57	1,25	15,36	3,94	5,99	0,12	7,11	5,83	2,60	1,30	0,18
10	4	77,48	0,10	11,66	0,50	0,89	0,01	0,49	1,29	3,52	3,01	0,02
Центральный												
11	4	72,54	0,29	13,08	1,92	1,05	0,02	0,36	0,85	3,90	4,70	0,05
12	3	47,11	1,16	15,93	3,17	6,66	0,20	8,58	8,15	1,97	2,57	0,22
Даубабинский												
13	13	43,6	1,23	14,25	7,70	1,50	0,14	7,73	12,18	2,79	2,43	0,97
14	5	44,74	1,16	16,76	7,95	1,38	0,16	6,30	9,31	3,03	2,28	0,54
15	8	44,83	0,93	16,10	6,48	2,90	0,18	5,19	10,53	3,35	2,97	0,60
16	2	43,79	0,88	17,89	6,64	2,40	0,12	2,72	7,06	3,97	4,61	0,50
17	4	45,03	1,21	15,19	7,68	1,89	0,17	6,87	8,41	2,61	3,23	0,48
18	4	47,13	1,03	16,72	7,8	0,30	0,14	4,03	6,55	1,98	5,37	0,44
19	4	44,77	1,14	15,48	6,20	3,28	0,18	6,07	11,38	3,65	2,25	0,78
20	1	44,28	0,79	18,03	3,90	3,13	0,20	2,49	9,28	4,86	2,92	—
21	6	45,92	1,18	15,04	5,32	4,18	0,12	6,02	9,96	3,09	3,36	0,72
22	3	49,1	0,83	16,88	4,13	2,11	0,11	2,79	7,01	2,69	5,99	0,47
23	3	61,60	0,38	16,97	2,94	1,10	0,09	1,12	2,61	5,33	5,33	0,23
24	4	44,81	1,02	14,38	6,49	2,28	0,10	6,75	10,82	1,09	3,61	0,82
Ирисуйский												
25	3	39,85	1,45	6,45	11,63	6,86	0,31	10,32	20,80	0,60	0,73	—
26	3	45,54	1,04	8,92	9,29	4,12	0,23	7,66	18,25	1,41	2,04	—
27	7	50,01	0,79	15,00	4,25	5,59	0,19	5,41	9,44	2,37	5,55	—
28	2	49,54	0,96	19,17	4,59	4,15	0,21	2,03	9,71	4,80	4,61	0,50
29	2	58,37	0,52	18,96	2,82	1,63	0,94	1,35	4,09	2,87	7,71	—
30	2	61,89	0,40	18,68	1,81	1,68	0,03	1,03	3,00	6,25	3,99	—
31	2	51,83	0,78	16,49	5,13	3,15	0,18	4,13	8,65	3,45	3,75	—
32	1	58,80	0,70	18,53	5,71	1,88	0,06	0,10	2,26	5,08	5,58	—
33	1	59,42	0,87	17,29	1,70	1,87	2,38	0,07	4,35	5,72	4,30	0,58
Кулантауский												
34	4	46,43	1,12	11,32	2,68	4,72	0,08	10,73	12,73	2,71	1,83	1,15
35	1	37,11	2,19	12,00	6,57	9,10	0,03	8,68	13,96	1,80	1,35	2,30
36	5	40,84	1,44	9,29	4,04	6,29	0,12	11,22	15,97	1,68	2,11	1,63
37	1	30,11	1,05	8,80	5,08	3,22	0,10	7,30	18,93	2,50	2,0	1,64
38	1	27,3	1,92	8,44	4,90	0,07	0,12	1,00	27,53	3,80	0,17	1,52
39	2	54,69	0,63	19,02	4,39	2,15	0,24	2,93	3,0	5,54	3,51	0,45
40	1	72,8	0,13	15,31	0,43	0,67	0,13	0,13	1,14	3,94	4,06	0,11
41	5	65,66	0,22	19,51	1,87	0,42	0,02	0,52	1,34	7,46	1,07	0,13

пород герцинских магматических комплексов Каратау

П.п.п.	H ₂ O	Числовые характеристики									
		a	c	b	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c
14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
комплекс											
5,81	0,12	11,1	4,8	26,5	12	43	45	—	34	-11,8	2,3
комплекс											
2,42	0,19	18,0	3,4	9,7	—	58	37	5	49	-1,6	5,3
2,98	0,19	10,1	5,0	20,6	—	44	41	15	69	3,4	2,0
5,79	0,33	9,1	4,8	28,0	—	34	41	25	81	-7,6	1,9
комплекс											
1,20	0,01	14,0	1,9	10,7	14	45	41	—	55	16,9	7,4
0,78	0,02	10,7	3,1	7,7	18	43	39	—	57	32,5	3,5
0,80	0,05	14,0	1,2	6,6	15	28	57	—	51	27,2	11,7
0,39	—	13,6	0,8	4,7	8	32	60	—	54	33,8	17
комплекс район											
5,02	—	8,1	6,8	23,1	—	42	55	3	75	1,0	1,2
0,93	—	11,6	1,5	2,4	17	50	33	—	64	33,3	7,7
Каратау											
0,71	—	15,2	1,0	3,0	—	80	20	—	56	30,2	15,2
3,64	0,10	8,0	6,7	30,9	—	30	34	36	53	13,9	1,2
комплекс											
5,34	0,94	11,0	6,8	25,1	—	33	47	17	67	-14,5	1,7
5,68	1,25	10,0	4,8	32,4	—	25	42	33	63	-19,6	2,1
4,86	0,35	12,5	5,4	26,7	—	34	34	32	63	-19,6	2,7
5,49	0,65	17,2	4,7	22,5	—	55	23	22	54	-28,0	3,7
5,77	1,49	11,2	5,4	27,2	—	33	43	21	55	-15,4	2,1
5,99	2,75	13,8	5,6	19,1	—	42	40	18	34	-10,3	2,7
5,15	0,40	11,4	5,1	29	—	31	37	32	68	-18,1	2,0
9,44	0,63	16,9	5,3	19,6	—	35	24	40	72	-22,7	3,0
5,30	1,21	12,3	4,4	27,2	—	30	40	30	58	-16,9	3,3
0,58	7,25	16,1	4,3	16,5	—	38	32	30	41	-10,6	3,6
2,02	0,26	19,9	1,6	7,1	—	52	26	22	60	1,6	15,0
5,45	1,29	9,6	5,9	28,7	—	30	42	28	33	-13,6	1,7
комплекс											
—	—	2,3	3,0	31,9	—	30	31	39	55	-22,0	0,8
—	—	5,7	2,9	41,7	—	27	29	44	52	-14,9	2,0
—	—	13,3	3,3	26,3	—	35	34	31	40	-15,7	4,0
0,48	0,15	17,8	4,4	19,0	—	44	19	37	61	-22,4	4,0
—	—	18,4	4,1	7,7	—	53	32	15	36	-1,3	4,5
—	—	19,7	2,8	5,9	—	54	30	16	71	1,0	7,8
—	—	13,7	4,7	19,3	—	43	38	22	53	-7,5	2,8
0,95	0,10	23,0	2,9	7,3	—	93	4	6	58	-3,4	6,9
1,65	0,30	18,9	2,1	10,6	—	32	38	30	67	2,9	9,0
комплекс											
3,67	—	8,4	3,1	36,2	—	18	49	33	69	-15,3	2,7
2,50	—	6,4	5,5	40,7	—	33	31	31	67	-23,5	1,2
4,12	—	6,5	2,8	44,1	—	21	42	37	55	-22,6	2,3
17,31	0,22	9,6	2,1	47,7	—	18	30	52	66	-40,1	4,6
22,0	0,15	10,6	1,7	47,4	—	11	4	85	98	-42,3	6,2
3,84	0,23	18,1	3,8	2,4	6	52	42	—	71	1,4	4,8
1,29	0,08	13,8	1,3	4,5	69	25	6	—	59	31,8	10,6
1,42	17,5	1,6	7,5	62	27	11	—	—	91	10,2	10,8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----

Акужский

42	3	33,66	1,18	10,13	3,01	3,46	0,17	9,18	15,97	0,36	4,98	2,48
43	1	44,58	1,50	11,60	2,47	2,91	0,08	4,71	10,84	0,83	8,20	1,68

Примечания. 1 — оливиновый трахибазальт, 2 — миндалекаменный трахибазальт, 3 — лейкократовый гранит, 4 — лейцитит, 5 — биотитовый авгитит (лимбургит), 6 — лейцитовый тефрит, 7 — лейцитовый тефрит, 8 — лейкограниты и грауваккерит, 9 — лейцитовый тефрит, 10 — лейцитовый тефрит, 11 — лейцитовый тефрит, 12 — лейцитовый тефрит, 13 — лейцитовый тефрит, 14 — лейцитовый тефрит, 15 — лейцитовый тефрит, 16 — лейцитовый тефрит, 17 — лейцитовый тефрит, 18 — лейцитовый тефрит, 19 — лейцитовый тефрит, 20 — лейцитовый нефелинит, 21 — лейцитовый нефелинит, 22 — лейцитовый нефелинит, 23 — лейцитовый нефелинит, 24 — лейцитовый нефелинит, 25 — лейцитовый нефелинит, 26 — лейцитовый нефелинит, 27 — лейцитовый нефелинит, 28 — лейцитовый нефелинит, 29 — лейцитовый нефелинит, 30 — лейцитовый нефелинит, 31 — лейцитовый нефелинит, 32 — лейцитовый нефелинит, 33 — лейцитовый нефелинит, 34 — лейцитовый нефелинит, 35 — лейцитовый нефелинит, 36 — лейцитовый нефелинит, 37 — лейцитовый нефелинит, 38 — лейцитовый нефелинит, 39 — лейцитовый нефелинит, 40 — лейцитовый нефелинит, 41 — лейцитовый нефелинит, 42 — лейцитовый нефелинит, 43 — лейцитовый нефелинит, 44 — лейцитовый нефелинит, 45 — лейцитовый нефелинит, 46 — лейцитовый нефелинит, 47 — лейцитовый нефелинит, 48 — лейцитовый нефелинит, 49 — лейцитовый нефелинит, 50 — лейцитовый нефелинит, 51 — лейцитовый нефелинит, 52 — лейцитовый нефелинит, 53 — лейцитовый нефелинит, 54 — лейцитовый нефелинит, 55 — лейцитовый нефелинит, 56 — лейцитовый нефелинит, 57 — лейцитовый нефелинит, 58 — лейцитовый нефелинит, 59 — лейцитовый нефелинит, 60 — лейцитовый нефелинит, 61 — лейцитовый нефелинит, 62 — лейцитовый нефелинит, 63 — лейцитовый нефелинит, 64 — лейцитовый нефелинит, 65 — лейцитовый нефелинит, 66 — лейцитовый нефелинит, 67 — лейцитовый нефелинит, 68 — лейцитовый нефелинит, 69 — лейцитовый нефелинит, 70 — лейцитовый нефелинит, 71 — лейцитовый нефелинит, 72 — лейцитовый нефелинит, 73 — лейцитовый нефелинит, 74 — лейцитовый нефелинит, 75 — лейцитовый нефелинит, 76 — лейцитовый нефелинит, 77 — лейцитовый нефелинит, 78 — лейцитовый нефелинит, 79 — лейцитовый нефелинит, 80 — лейцитовый нефелинит, 81 — лейцитовый нефелинит, 82 — лейцитовый нефелинит, 83 — лейцитовый нефелинит, 84 — лейцитовый нефелинит, 85 — лейцитовый нефелинит, 86 — лейцитовый нефелинит, 87 — лейцитовый нефелинит, 88 — лейцитовый нефелинит, 89 — лейцитовый нефелинит, 90 — лейцитовый нефелинит, 91 — лейцитовый нефелинит, 92 — лейцитовый нефелинит, 93 — лейцитовый нефелинит, 94 — лейцитовый нефелинит, 95 — лейцитовый нефелинит, 96 — лейцитовый нефелинит, 97 — лейцитовый нефелинит, 98 — лейцитовый нефелинит, 99 — лейцитовый нефелинит, 100 — лейцитовый нефелинит.

II. При расчете среднего химического состава, кроме анализов автора (85 анализов), использованы анализы К. А. Абдрахманов и В. Г. Кориневский, 1960 г. (10), К. Н. Вендланд, 1937 г. (8), (1), Т. В. Молчанова, 1966 г. (8), М. П. Орлова, 1960 г. (10), А. М. Садыков, не опубликовано.

установлены в предгорьях СЗ Каратау при бурении картировочных скважин (Ф. Н. Валеев и Т. А. Алдабергенов, 1970 г., Ф. М. Ибрагимов и О. С. Богатырев, 1970 г.).

Сусызкаринский массив расположен в 10 км к югу от горы Сусызкара. По данным Ф. М. Ибрагимова и др. [1974], он погребен под чехлом мезозой-кайнозойских отложений мощностью 100—400 м и имеет форму вытянутого в северо-западном направлении овала длиной 25 км при средней ширине 8 км. Площадь массива около 200 км². В его составе участвуют две основные петрографические разновидности гранитоидов: порфиоровидные граниты и порфиоровидные кварцевые сиениты. Первые слагают большую часть массива и представляют собой розовые и розово-серые породы с крупными (1—2 см) порфиоровыми выделениями микроклина и ортоклаза, составляющими, с учетом основной массы, 45—50% породы. Средне- и крупнозернистая основная масса сложена, кроме калишпата, кварцем (20—25%), альбит-олигоклазом (10—15%) и листочками биотита (до 5—7%).

Порфиоровидные кварцевые сиениты по внешнему виду сходны с гранитами, но имеют другой количественно-минеральный состав (%): калишпат — 70—75, альбит-олигоклаз — 3—5, биотит — 10—15 и кварц — 7—10.

Кызылдаханский массив расположен к западу от г. Чаулинчи и Боргана. Он также перекрыт мезозой-кайнозойскими отложениями мощностью 50—400 м. Массив фиксируется отчетливой каплевидной отрицательной аномалией силы тяжести. Количественные расчеты показали, что он имеет форму лакколита площадью 150 км² [Ибрагимов и др., 1974].

По структурным особенностям гранитоиды Кызылдаханского массива подразделяются на среднезернистые, крупнозернистые и порфиоровые разновидности, а по минеральному составу — на биотитовые граниты, лейкократовые граниты и плагиограниты. Первые две разновидности связаны между собой постепенными переходами и слагают основную часть массива. Плагиограниты имеют ограниченное распространение. Они вскрыты лишь одной скважиной в юго-восточной части массива.

По химическому составу породы комплекса соответствуют пересыщенным глиноземом субщелочным гранитам, субщелочным лейкогранитам и кварцевым сиенитам. На диаграмме А. Н. Заварицкого (рис. 23),

14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25
----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----

комплекс

10,04	0,47	8,7	3,1	41,7	—	16	41	43	6	—27,5	2,5
8,95	0,22	15,0	1,0	27,4	—	19	32	49	13	—27,8	15

зальт, 3 — кварцевый сиенит, 4 — низкощелочной гранит, 5 — субщелочной гранит, 6 — шит-порфиры, 9 — гранит-порфиры и грансфиры, 10 — габбро-норит, 11 — оливиновый тит, 15 — ортоклазовый базальт, 16 — трахибазальт, 17 — тефритовый порфирит, 18 — эссексит-порфирит, 22 — андезит-трахитовые порфиры и сиенит-порфиры, 23 — щелочной шонкинит, 27 — шонкинит, 28 — монзонит, 29 — щелочной сиенит, 30 — щелочной роговообманковый сиенит-порфир (Миргалимсайское рудное поле), 34 — меланогноклаз-кальцитовый карбонатит, 39 — сиенит, 40 — гранит-порфир, 41 — альбитизированный лампрофир (минетта).

зов), использованы материалы следующих авторов (в скобках — количество анализов): Ф. М. Ибрагимов, 1974 г. (4), П. Л. Клименко, не опубликовано (5), В. С. Малявкин, 1935 г. (1), М. В. Ташинина, 1951 г. (3), Г. М. Фрейд, 1963 г. (3).

можно видеть, что векторы составов пород Кызылдаханского комплекса располагаются вдоль вариационной линии, указывающей на обычный для гранитоидных массивов ход дифференциации от нормальных ко все более лейкократовым и щелочным породам.

Возрастное положение массивов Кызылдаханского комплекса определяется их прорывом и метаморфизмом отложений верхнего девона и нижнего карбона. Абсолютный возраст гранитоидов, определенный калий-аргоновым методом, составляет для гранитоидов Сусызкаринского массива 280 ± 10 млн. лет, для Кызылдаханского — 285 ± 14 млн. лет [Ибрагимов и др., 1974]. Эти цифры указывают на позднекаменноугольный возраст массивов. Однако, если принять во внимание их связь с главной фазой герцинского тектогенеза Каратау (башкирский век), не исключено, что они имеют более древний, среднекаменноугольный возраст.

Металлогеническая специализация Кызылдаханского комплекса не выяснена.

Байжансайский диабаз-гранит-порфировый комплекс. Данный комплекс включает в себя многочисленные мелкие интрузивные тела и дайки в районе рудника Байжансай (ЮЗ Каратау), а также сходные с ними по составу интрузивные тела в Ц. и СЗ Каратау. Для комплекса характерен контрастный состав: породы основного состава (диабазы, диабазовые порфириты, габбро-диабазы) сочетаются в нем с кислыми (лейкократовые щелочно-полевошпатовые граниты, гранит-порфиры, гранофиры и аплиты).

Возрастное положение комплекса установлено в районе рудника Байжансай, где входящие в его состав интрузивные тела прорывают тюлькубашскую свиту среднего девона и карбонатные осадки фамена и нижнего карбона и отчетливо секут складчатые структуры вмещающих пород. Время проявления главной фазы складчатости герцинского тектогенеза в Каратау — башкирский век. Следовательно, байжансайский комплекс послесреднекарбонный. Если же учесть, что верхняя пермь в Каратау «занята» щелочно-габброидным магматизмом, то наиболее вероятным возрастным интервалом для пород комплекса является верхний карбон — нижняя пермь.

В Байжансайском районе массивы интрузивных пород известны в верховьях рр. Ашасай и Чаян, а также в сопредельных площадях Кок-

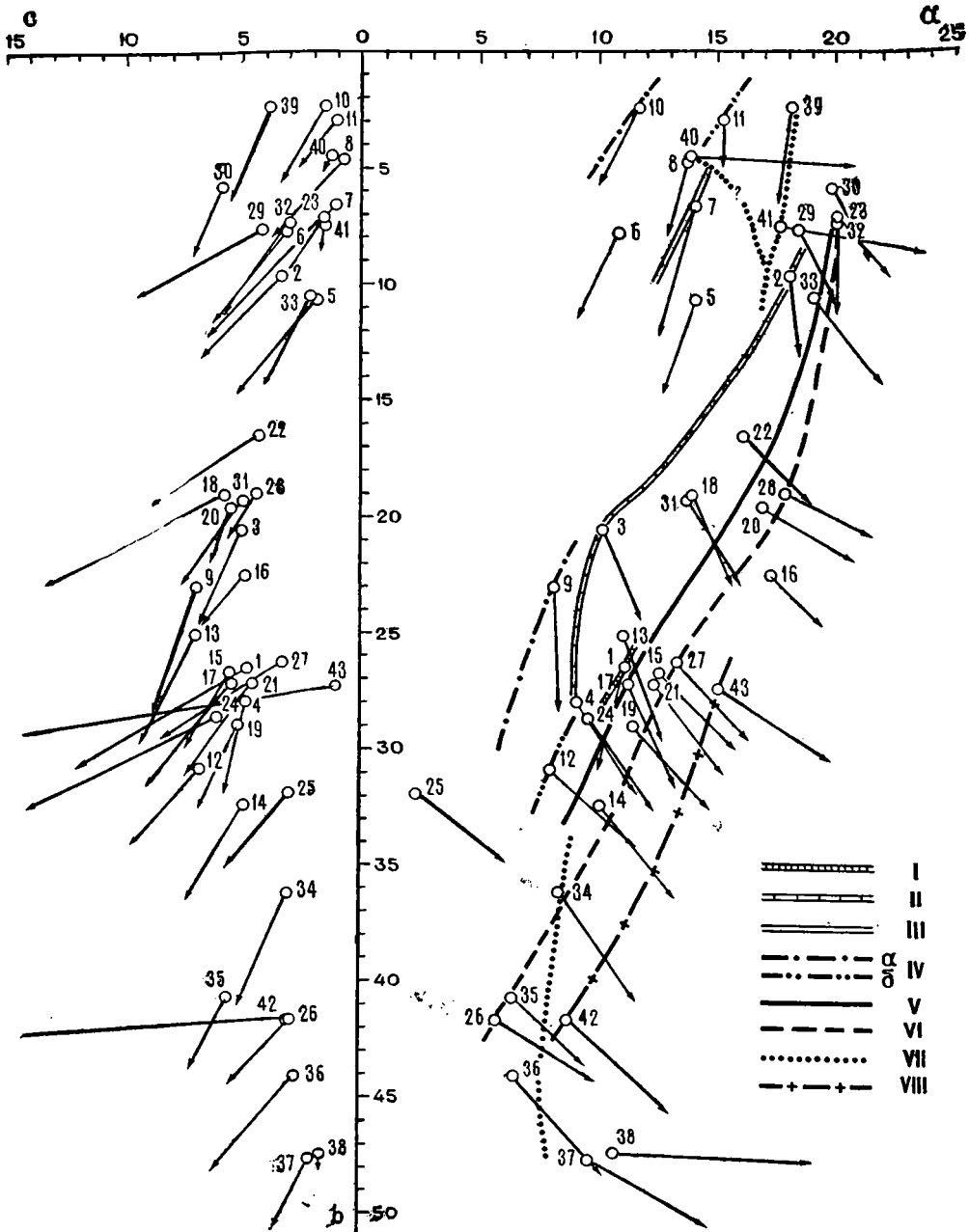


Рис. 23. Векторная диаграмма состава магматических пород герцинских магматических комплексов Каратау (по методу А. Н. Заварицкого). Цифры на диаграмме соответствуют порядковым номерам анализов в табл. 10.

Вариационные линии комплексов: I — балаузенского оливин-трахибазальтового; II — кашкаратинского трахибазальт-трахиандезитового; III — кызылдиханского гранитового; IV — байжансайского диабаз-гранитового; а — ЮВ Каратау, б — СЗ Каратау; V — даубабинского щелочно-базальтоидного; VI — ирисуйского щелочно-габбродного; VII — кулантауского щелочно-ультраосновного; VIII — акуюкского щелочно-лампрофирового

жотского блока, где они прорывают докембрийские отложения. По морфологии — это мелкие вытянутые дайкообразные тела и дайки, реже изометричные штоки. Максимальный размер дайкообразных тел 3000×300 м (Изентыбулакский массив), штоков — 2000×800 м (Бозбутаксайский массив). Многочисленные дайки, обычно группирующиеся в дайковые поля, имеют небольшую мощность — от 1 до 10 м.

Подавляющее большинство массивов и все мелкие дайки Байжансайского района сложены однообразными серыми и зелеными гидротермально измененными мелкозернистыми диабазовыми порфиритами. Плагноклаз как во вкрапленниках, так и в основной массе серицитизирован и альбитизирован. В последней он образует лейсты размером 0,5 мм, промежутки между которыми выполнены продуктами разложения цветного минерала (по-видимому, пироксена), зеленым хлоритом, актинолитом и эпидотом.

Вблизи массивов и даек диабазовых порфиритов отмечаются поля гидротермально измененных вмещающих пород с вкрапленностью железной слюдки и полиметаллической минерализацией. Последняя фиксируется и в самих телах изверженных пород, которые также подвержены гидротермальным изменениям.

Интрузии гранитов в Байжансайском районе представлены небольшими (20—300 м) штоками и дайками, прорывающими карбонатные отложения фамена. Они сложены мелкозернистыми лейкократовыми щелочно-полевошпатовыми гранит-порфирами. Взаимоотношения гранитов и диабазовых порфиритов не изучены, так как совместно, в одном массиве, они не встречены.

В Ц. и СЗ Каратау к диабаз-гранит-порфиловому комплексу отнесены многочисленные мелкие интрузивные тела, развитые в осевой части антиклинария Б. Каратау: Алмалинский, Карагузский, Шагинский, Алтынтауский, Суындыксайский, Ранский и др. Большая часть их сложена только кислыми породами: лейкократовыми щелочно-полевошпатовыми гранитами и гранофирами, реже аляскитами и грейзенами. Некоторые массивы (Алмалинский, Суындыксайский) двухфазные. В их составе, кроме кислых пород, принимают участие и основные породы: габбро-нориты, габбро-диабазы и диабазы. Последние, кроме того, слагают самостоятельные тела — силлы и дайки.

Байжансайский комплекс отчетливо контрастный, что хорошо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 23). Основные члены комплекса (габбро-нориты, габбро-диабазы, диабазы и диабазовые порфириты) по петрохимическим характеристикам (см. табл. 10) представляют собой насыщенные кремнеземом, меланократовые, бедные щелочами породы, умеренно глиноземистые и умеренно титанистые. По своему химизму они близки к средним составам диабаза и долерита по Р. Дэли, отличаясь от них повышенной калиевоью. По нормативному составу эта группа пород соответствует насыщенным кремнеземом гиперстеновым толеитовым базальтам.

Металлогеническая специализация байжансайского комплекса определяется пространственной и, по-видимому, парагенетической связью с основными членами комплекса полиметаллического оруденения, а с кислыми — рудопроявлений золота и тантало-ниобатов.

Даубабинский щелочно-базальтоидный и ирисуйский щелочно-габброидный комплексы. Даубабинский и ирисуйский комплексы объединяют магматические тела щелочного состава, развитые в северо-западных отрогах Таласского Алатау. Хотя в геологическом отношении пло-

щадь их распространения находится за пределами Каратау, они представляют значительный интерес для решения ряда металлогенических вопросов. В частности, связь полиметаллического оруденения с щелочными комплексами здесь проявлена наиболее отчетливо и ее доказательства могут быть распространены на месторождения Каратау.

Описание даубабинского и ирисуйского комплексов приведено в монографии «Магматические комплексы Казахстана» [1982]. В связи с этим дается лишь самая общая их характеристика.

К рассматриваемым комплексам Таласского Алатау относятся калиевые щелочные базальтоиды по правобережью р. Даубаба и комагматичные им массивы щелочных габброидов Ирису, Каинды и Жетымсай.

Даубабинский комплекс сложен лавами и туфами биотитовых и оливиновых авгититов, оливиновых лейцититов, лейцитовых тефритов, ортоклазовых базальтов, трахибазальтов, латитов и трахиандезитов. Эффузивно-пирокластическая толща общей мощностью до 2 км выполняет кальдеру проседания, фиксируемую в настоящее время брахиформной синклинальной структурой и кольцевым разломом, окаймляющим площадь развития вулканических пород.

В составе массивов щелочных габброидов (ирисуйский комплекс) принимают участие пироксениты, шонкиниты, фергуситы, монзониты и сиениты. Форма массивов — изометричные, иногда умеренно вытянутые штоки. Интрузии многофазные, с элементами концентрически-зонального строения. Максимальная площадь их до 25 км² (Ирисуйский массив).

Определение абсолютного возраста щелочных габброидов и базальтоидов калий-аргоновым методом по биотиту дает цифры от 252 до 287 млн. лет [Кушев, 1959; Абдрахманов и др., 1961; Сатпаев и др., 1963], что указывает на их пермский возраст. Щелочные базальтоиды с угловым несогласием залегают на сероцветной терригенной толще, в которой Г. В. Сакулиной, обнаружены нижнепермские спорово-пыльцевые комплексы. Следовательно, вероятное время формирования щелочных комплексов — поздняя пермь.

Отличительными чертами химизма щелочных габброидов являются сильный дефицит кремнезема, высокая щелочность (при преобладании калия над натрием), повышенное содержание железа и магния, умеренная титанистость и глиноземистость. На диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 23) можно видеть, что рассматриваемые комплексы глубоко и непрерывно дифференцированы с гомодромной последовательностью образования слагающих их пород.

С ирисуйским и даубабинским комплексами связаны месторождения и рудопроявления железа, меди, полиметаллов, флюорита, редких земель и ртути.

В связи с генезисом полиметаллических месторождений Каратау исключительный интерес представляет обнаруженная А. М. Садыковым дайка субщелочного роговообманкового сиенит-порфира, рвущая отложения нижнего карбона на северо-западном фланге Миргалимсайского месторождения. Микроскопические исследования этой породы показали, что она сложена вкрапленниками альбита (5%), актинолитизированной роговой обманки (5%) и мелкозернистой (0,07—0,15 мм) основной массой, состоящей из альбита и калиевого полевого шпата, с незначительной примесью эпидотизированной роговой обманки, и имеющей бостонитовую структуру.

Химический анализ этого сиенит-порфира приведен в табл. 10 (№ 31). Сравнивая его состав с химическим составом щелочного сиенита Ирисуйского массива (№ 27), можно обнаружить большое сходство между ними. На основании этого можно считать, что миргалимсайский сиенит-порфир относится к ирисуйскому щелочно-габброндному комплексу.

Находка дайки изверженной породы в Миргалимсайском рудном поле является веским аргументом в пользу телетермального генезиса полиметаллических месторождений Каратау. Она дает возможность предполагать наличие глубинного массива, возникшего на месте магматического очага, производными которого могли быть как дайки изверженных пород, так и рудоносные растворы.

Кулантауский щелочно-ультраосновной комплекс. Кулантауский комплекс объединяет многочисленные мелкие штоки щелочно-ультраосновного состава в ЮВ Каратау (массивы Кулантау, Жиланды, Саясу и др.). Щелочной состав этих массивов был установлен в 1964—1967 гг. П. Л. Клименко при проведении поисково-разведочных работ на вермикулит.

Наиболее крупным в составе комплекса и сравнительно хорошо изученным является Кулантауский массив. Он приурочен к Кокбулакской зоне дробления, вытянутой в северо-западном направлении и являющейся юго-западной ветвью ГКР.

Кулантауский массив прорывает известняки кокбулакской свиты. В плане он имеет форму овала размером 600×1200 м с широтной ориентировкой длинной оси. Судя по наличию остатков кровли в гипсометрически наиболее высоких участках массива, эрозионными процессами вскрыта его апикальная часть.

Абсолютный возраст пород Кулантауского массива, определенный калий-аргоновым методом по двум пробам биотита из шонкинита, составляет 255 ± 13 и 236 ± 10 млн. лет*. Для флогопита из окарнов массива Жиланды получена цифра 220 ± 11 млн. лет**. Приведенные данные свидетельствуют о позднепермском — раннетриасовом возрасте массивов кулантауского комплекса.

Кулантауский массив двухфазный. Породы первой фазы представлены меланократовыми щелочными габброидами и ультрабазитами. Они сохранились в восточной части массива, составляя около 20% его площади. Большая часть массива сложена альбитизированными сиенитами второй фазы.

Первая фаза представлена тремя петрографическими разновидностями, связанными между собой постепенными переходами: меланократовыми шонкинитами, горнблендитами и пироксенитами. Наиболее распространены меланократовые шонкиниты — крупнозернистые, нередко гигантозернистые (до 20—40 мм) породы, состоящие из преобладающих (60—90%) цветных минералов (буровато-зеленая роговая обманка, бледно-зеленый диопсид-авгит и биотит) и полностью альбитизированного калиевого полевого шпата. В качестве второстепенного минерала присутствует плагиоклаз, обычно скаполитизированный. Акцессорные минералы: апатит и сфен.

Горнблендиты представляют собой зеленовато-черные голомелано-

* Определение произведено в лаборатории абсолютного возраста ИГН АН КазССР, ответственный исполнитель В. Д. Морозов.

** Проба отобрана Л. А. Мирошниченко и проанализирована в той же лаборатории.

кратовые крупнозернистые, иногда гигантозернистые породы, состоящие в основном из густо окрашенной роговой обманки. В подчиненном количестве могут присутствовать в разных сочетаниях следующие второстепенные и акцессорные минералы: флогопит, пироксен, альбитизированный калиевый полевой шпат, апатит, сфен, магнетит и пирит. По составу второстепенных цветных минералов выделены две основные разновидности горнблендитов: слюдяные и пироксеновые. Очень редко встречаются мономинеральные амфиболовые горнблендиты. Примечательной особенностью горнблендитов является высокое (5%, в некоторых шлифах до 10%) содержание апатита, образующего необычно крупные (0,5—2,5 мм) выделения, хорошо различимые в образцах невооруженным глазом.

Биотитовые пироксениты в составе Кулантауского массива встречаются сравнительно редко. Макроскопически они и по окраске, и по зернистости сходны с горнблендитами. Главным породообразующим минералом пироксенитов является диопсид-авгит, содержащий микроворстки биотита и измененной роговой обманки, второстепенным — буровато-зеленый биотит с микровключениями рутила. Содержание биотита в пироксенитах иногда достигает 30—40%.

Для пироксенитов, так же как и для горнблендитов, характерно высокое содержание крупных выделений апатита. Встречаются апатитовые пироксениты, включающие до 20% апатита в виде крупных (до 10 мм) зерен.

Карбонатиты образуют серии маломощных (до 1,5 м) сближенных жил в северо-восточной части массива среди щелочных габброидов первой фазы. Они представляют собой светло-бурые, в зоне выветривания обохренные, мелко- и среднезернистые породы, состоящие из мелкозернистого агрегата доломита или кальцита, в который заключены зерна кислого плагиоклаза, роговой обманки, биотита и апатита. Соотношение карбонатной и силикатной составляющей в них колеблется от 2:3 до 1:5.

Вторая интрузивная фаза Кулантауского массива представлена альбитизированными лейкократовыми сиенитами (альбититами). Макроскопически это светло-желтые, белые, светло-серые, мелко- и среднезернистые породы, состоящие в основном из шахматного альбита в виде плохо ограненных зерен с извилистыми (рваными) краями.

Другие массивы кулантауского комплекса плохо изучены. Они имеют небольшие размеры — от 100×100 до 200×600 м. Породы первой фазы (щелочные габброиды) из-за плохой сопротивляемости выветриванию в них обычно не обнажены. Вторая интрузивная фаза в этих массивах представлена сиенитами и гранит-порфирами.

Петрохимический состав пород кулантауского комплекса весьма своеобразен (см. табл. 10). Это сильно недосыщенные SiO_2 породы ($Q = -17-40$), меланократовые и голомеланократовые ($b = 42-49$). По содержанию кремнезема (30—40%) они соответствуют ультраосновным породам, но характеризуются повышенным содержанием щелочей. Из-за широко проявленных процессов альбитизации калиевый характер пород выражен нерезко ($n = 55-70$).

С массивами комплекса связаны месторождения вермикулита. Одно из них — Кулантауское — разведано и подготовлено для промышленного освоения. Вермикулитовые руды содержат до 10—20% апатита, в связи с чем месторождение рекомендовано для дальнейшего изучения как комплексное апатит-вермикулитовое. Кроме того, массивы щелочно-

ультрасосновных пород с учетом находок в них карбонатитов представляют значительный интерес для поисков месторождений редкоземельных элементов.

Акуюкский щелочно-лампрофировый комплекс. На всей территории Б. Каратау среди отложений разного возраста — от докембрийских до верхнепалеозойских — изредка встречаются дайки щелочных лампрофиров. Принимая их за случайные, экзотические образования, большинство исследователей не уделяло им серьезного внимания. Из-за разложивности полевых шпатов и отсутствия химических анализов петрографы не замечали калиевого характера этих пород и ошибочно описывали их как керсантиты.

Интерес к дайкам лампрофиров возрос лишь после того, как они были обнаружены в пределах рудного поля Шалкинского полиметаллического месторождения. Более детальные петрографические исследования показали, что по минеральному и химическому составу эти породы являются аналогами щелочных габброидов Ирисуйского и Кулантауского массивов [Компанейцев, 1974].

Дайки щелочных лампрофиров имеют следующие особенности. Они, как правило, маломощные (2—3 м, изредка до 12 м). Падение их крутое, близкое к вертикальному, простирание северо-западное. По простиранию они прослеживаются на расстоянии от нескольких десятков метров до нескольких километров. Ф. Я. Валеевым в СЗ Каратау закартирована дайка протяженностью 20 км.

Щелочные лампрофиры являются самыми молодыми магматическими образованиями Каратау. Определения их абсолютного возраста калий-аргоновым методом по двум пробам биотита дали следующие цифры: 227 ± 16 и 210 ± 8 млн. лет*. С учетом погрешностей определения абсолютного возраста полученные цифры позволяют отнести время образования щелочных лампрофиров к верхней перми — нижнему триасу.

По петрографическому составу лампрофиры акуюкского комплекса близки к меланократовым шонкинитам Ирисуйского и Кулантауского массивов. От последних они отличаются более высоким содержанием биотита и структурными особенностями: резко выраженным идиоморфизмом цветных минералов (пироксена и биотита) по отношению к полевым шпатам. Породы с такой структурой отнесены к минеттам.

По химическому составу и числовым характеристикам щелочные лампрофиры близки к щелочным габброидам ирисуйского и кулантауского комплексов, отличаясь от них повышенной щелочностью, что хорошо видно по положению вариационных линий на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 23).

Кроме одиночных даек лампрофиры в некоторых районах Каратау образуют дайковые поля. Особенно много их вблизи Акуюкского гранитного массива (Ц. Каратау). Здесь они полностью закрыты молодыми отложениями и вскрыты скважинами, пробуренными в связи с поисково-разведочными работами на полиметаллы (А. В. Агасян и Е. Г. Воронин, 1967 г.). Все дайки и малые интрузии лампрофиров имеют отчетливую ориентировку в северо-западном направлении, параллельно Акуюкскому разлому, который их контролирует. Протяженность Акуюкского дайкового пояса свыше 15 км. В его пределах расположено

* Определение произведено в лаборатории абсолютного возраста ИГН АН КазССР по пробам, отобраным Л. А. Мирошниченко; ответственный исполнитель В. Д. Мороков.

перспективное Бурубайское месторождение, а на продолжении — Шалкиинское месторождение полиметаллов.

Металлогеническое значение щелочных лампрофиров Каратау, несмотря на малые масштабы магматизма, достаточно велико. В парагенетической связи с ними находятся месторождения и рудопроявления полиметаллов и золота (Бурубайское, Карамурунское и др.). Не исключена возможность связи флюоритового оруденения Каратау с щелочно-базальтоидным и щелочно-лампрофировым магматизмом.

КОКЖОТСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

КАРЕЛЬСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Бессазский метабазальтовый комплекс объединяет разнообразный по составу ряд метаморфических пород бессазской серии: мигматизированные амфиболиты, амфиболовые плагиогнейсы, биотит-амфиболовые, амфибол-хлоритовые, двуслюдяные, гранат-слюдяные и мусковитовые сланцы. Породы характеризуются сложными структурно-метаморфическими взаимоотношениями и подразделяются на две группы. Первая группа фиксируется в виде линзо- и пластообразных скиалитов среди полей гранитизированных пород и диафторических сланцев. Скиалиты представлены черными и темно-зелеными мелко- и среднезернистыми мигматизированными амфиболитами, амфиболовыми плагиогнейсами, гранатовыми амфиболитами с ясно выраженной кристаллизационной сланцеватостью нематобластовой и нематогранобластовой структурами. В некоторых породах данной группы наблюдаются реликты магматических (офитовых) структур. Ниже рассматривается их количественно-минеральный состав (%):

Амфиболиты: $\text{Pog}^* - 80-85$, $\text{Пл} - 0-10$, $\text{Кв} - 0-5$, $\text{Би} - 0-5$; амфиболовые плагиогнейсы: $\text{Pog} - 25-50$, $\text{Пл} - 20-30$, $\text{Гр} - 0-5$, $\text{КЦоиз} - 0-5$, $\text{Кв} - 0-10$; амфиболовые гнейсы: $\text{Pog} - 40-70$, $\text{Пл} - 10-20$, $\text{Кв} - 0-10$, $\text{Эп} - 0-5$, $\text{Цоиз} - 0-3$, $\text{Акт} - 0-5$, $\text{Кв} - 5-10$; гранатовые амфиболиты: $\text{Pog} - 70-80$, $\text{Гр} - 25-30$, $\text{Би} - 3-10$, $\text{Пл} - 5-10$, $\text{Цоиз} - 0-5$, $\text{Кв} - 0-3$. Акцессорные минералы представлены сфеном, апатитом, рутилом, магнетитом, лейкоксеном, цирконом и др.

Парагенетический анализ перечисленных ассоциаций позволил выделить в их составе следующие минеральные парагенезисы: $\text{Pog} + \text{Пл}_{45-50} \pm \text{Кв}$; $\text{Pog} + \text{Би} + \text{Пл}_{45-50} \pm \text{Кв}$; $\text{Pog} + \text{Пл}_{40-45} + \text{Гр} \pm \text{Кв}$. Эти парагенезисы свидетельствуют об условиях фации силлиманит-биотитовых гнейсов по схеме В. С. Соболева и др. [Фации... , 1970], при которых протекали наиболее ранние прогрессивные метаморфические преобразования пород бессазского метабазальтового комплекса. Данная фация характеризует глубинные зоны земной коры умеренных давлений. Этим зонам свойственны специфические особенности термодинамического режима, при котором тектонические движения сопровождались пластическим течением вещества. В таких условиях метаморфизма породы бессазской серии деформировались в складки течения. Участками пластическое складкообразование сопрягалось с явлениями вязких срывов. Существовавшая в зоне прогрессивного метаморфизма пород совокупность своеобразного геодинамического и специфического термодинами-

* Список сокращений названий минералов: Акт — актинолит, Амф — амфибол, Би — биотит, Гр — гранат, Дис — дистен, Кв — кварц, КПШ — калиевый полевой шпат, КЦоиз — клиноцоизит, Му — мусковит, Пл₄₀ — плагиоклаз № 40, Рог — роговая обманка, Се — серицит, Хл — хлорит, Цоиз — цоизит, Эп — эпидот.

ческого режимов обеспечивала явлениям тепломассообмена так называемую закрытую систему. При этом модель изохимического регионального метаморфизма первичного субстрата бессазской серии в первом приближении удовлетворительна. Как показывают работы многих исследователей [Елисеев, 1963; Винклер, 1969; Лобач-Жученко и др., 1972], в этих условиях метаморфизма в подвижное состояние приходят лишь H_2O , летучие и щелочи.

Структурный анализ пород бессазской серии свидетельствует о том, что после глубинных условий метаморфизма земная кора региона испытала значительное воздымание, в связи с чем породы бессазской серии оказались в зоне относительно низкотемпературного метаморфизма. Тектонические подвижки в этой зоне протекали уже в хрупкой среде и, естественно, сопровождались разрывами сплошности пород, преобразовывая так называемую закрытую систему тепломассообмена в открытую.

На этой стадии формировалась зона вторичного рассланцевания. Здесь метабазальтовый субстрат бессазской серии претерпел относительно низкотемпературный аллохимический метаморфизм. Минеральный состав диафорических новообразований следующий (%): двуслюдяные сланцы — Му — 25—50, Кв — 30—40, Би — 3—5, Гр — 0—5, Дис — 0—5, Пл — 5—10; гранат-слюдяные сланцы — Му — 25—30, Кв — 30—45, Гр — 10—15, Хл — 5—10, Се — 0—5, Би — 1—3.

В рассмотренных породах в виде реликтов сохраняются единичные зерна актинолитизированной роговой обманки. Амфиболовые, амфибол-хлоритовые, биотит-амфиболовые сланцы по минеральному составу близки мелкозернистым амфиболитам. Отличительной чертой пород является их многоминеральность (до восьми минеральных компонентов) за счет большого количества слюд (биотита, мусковита, хлорита). Специфика минерального состава обусловлена неоднократными репрессивными преобразованиями пород бессазского метабазальтового комплекса. Наложённые метаморфические процессы, сопровождавшиеся значительными масштабами привноса и выноса вещества, почти полностью уничтожили структурно-текстурные и минеральные особенности исходного субстрата. Эти метаморфические новообразования предшественниками рассматривались как первично осадочные разновидности пород бессазской серии.

Для раскрытия специфики эволюции химизма интересующего нас субстрата привлекались петрохимические характеристики лишь тех метаморфических пород, которые сформировались в условиях изохимического метаморфизма. Таковыми являются мелко- и среднезернистые амфиболиты, гранатовые амфиболиты и амфиболовые плагиогнейсы. Данная группа пород по составу минеральных парагенезисов и петрохимической специфике (табл. 11) соответствует метавулканитам формации А и частично формационному ряду Б-1 по схеме классификации метаморфических формаций А. А. Маракушева [1965]. Образование совокупности пород перечисленных формационных рядов связано с начальными стадиями инверсионного периода развития древних эвгеосинклиналей, т. е. переходной стадии от океанической коры к континентальной.

В целях более детальной реконструкции первичного состава рассматриваемых пород и выявления основной тенденции их петрохимической эволюции была использована диаграмма ФАК [Предовский, 1970]. С ее помощью установлено, что мелко- и среднезернистые амфиболовые, амфибол-цонзитовые плагиогнейсы близки базальтоидам основного — ультраосновного состава (рис. 24). Тонкозернистые амфиболиты, амфи-

Таблица 11. Химический состав и петрохимические коэффициенты

№ п/п	Кол-во анализов	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O
<i>Бессазский метабазальтовый</i>											
1	31	47,89	0,87	14,34	2,32	8,21	0,19	8,26	10,24	2,16	0,73
2	5	47,53	0,36	7,48	3,40	8,18	0,20	16,8	11,18	0,67	0,27
3	10	53,25	1,43	14,62	2,23	8,07	0,19	5,44	7,73	2,50	1,3
4	6	50,69	1,99	14,48	2,95	8,75	0,15	5,32	7,52	3,53	1,17
5	4	56,63	1,07	15,31	2,25	4,75	0,10	5,17	6,63	3,32	1,31
6	5	63,67	1,00	15,43	2,18	5,29	0,12	2,94	1,96	1,18	2,48
<i>Алмалинский метагипербазит-габбровый</i>											
7	18	47,89	1,05	14,68	1,63	9,54	0,20	9,20	10,28	1,81	0,55
8	14	50,24	0,62	14,64	1,34	7,99	0,19	7,93	12,33	2,14	0,43
9	6	39,89	0,34	5,27	3,17	6,33	0,10	30,1	3,33	0,19	0,7
<i>Жунусатинский мигматит-гранитовый</i>											
10	4	73,67	0,15	13,66	0,43	0,93	0,03	0,40	1,14	2,60	6,18
11	13	68,65	0,45	14,26	1,09	2,47	0,07	1,24	3,35	3,49	3,22
12	3	67,43	0,34	13,59	2,25	1,45	0,06	2,59	7,80	1,63	1,93
13	5	74,22	0,08	13,58	0,28	1,28	0,01	0,32	0,79	2,82	5,88

Примечание. 1 — амфиболиты; 2 — коматитонды; 3 — катаклазированные биотитовые сланцы; 5 — гранитизированные амфиболовые сланцы; 6 — мусковитовые, 7 — метаморфизованные габбро; 8 — метаморфизованные габбро-нориты; 9 — серпентитовые, амфибол-биотитовые плагиогранито-гнейсы; 12 — катаклазированные и ми-

боловые и биотит-амфиболовые сланцы нижней толщи, развитые к востоку от руч. Жунус, в отличие от перекрывающих мелкозернистых амфиболитов характеризуются большей степенью глиноземистости и некоторой тенденцией приближения их состава к туфам с основным и ультраосновным материалом. Примечательно то, что двуслюдяные, мусковитовые, гранат-мусковитовые, мусковит-амфиболовые сланцы, развитые в бассейне руч. Токтубай, так же, как и амфиболиты, характеризуются признаками, свойственными базальтоидам (см. рис. 24), но в отличие от них обладают значительными колебаниями глиноземистости ($Al_2O_3 = 8,14-17,9\%$) и увеличением степени дифференциации вещества.

На диаграмме АФМ метабазальтовый комплекс обнаруживает петрохимические тенденции, свойственные слабо дифференцированным базальтоидам толентовой серии (см. рис. 24). Следует отметить, что отличительной особенностью химизма пород рассматриваемого комплекса являются повышенные значения магнезиальности (MgO до 19,50%) и известковистости (CaO до 16,52%) при сравнительно низких или умеренных концентрациях TiO₂ (до 1,0%) и K₂O (до 1,25%). Приведенные петрохимические характеристики сближают породы бессазского метабазальтового (амфиболитового) комплекса с базальтовыми коматинтами, известными в зеленокаменных поясах древнейших структур земной коры.

Алмалинский метагипербазит-габбровый комплекс. Среди амфиболитов бессазской серии распространены тела метаморфизованных габброидов и гипербазитов. Особенно широко развиты они в юго-восточной (бассейн руч. Карабайбулак) и центральной (бассейн руч. Алмалы)

пород карельских магматических комплексов

P ₂ O ₅	П.п.п.	CO ₂	Петрохимические коэффициенты									
			по А.А. Предовскому (1970 г.)		по А. Poldervaart (1963 г.)			по А.Н. Заварицкому (1950 г.)				
			F	A	K	A	F	M	a	c	b	s

комплекс

0,20	2,81	0,56	0,43	-93	-28	12,9	33,7	53,1	—	—	—	—
0,16	2,81	0,52	0,71	-140	-9	25,0	22,4	73,5	—	—	—	—
0,18	2,30	0,32	0,32	-48	-25	21,4	38,3	40,9	—	—	—	—
0,45	2,44	1,71	0,33	-62	-45	20,4	41,4	38,3	—	—	—	—
0,26	2,84	1,51	0,24	-35	-41	29,3	27,4	43,3	—	—	—	—
0,17	3,14	0,13	0,16	+71	+7	23,2	43,3	3,35	—	—	—	—

комплекс

0,17	2,74	0,97	0,47	-74	-24	9,4	37,1	53,5	3,8	5,0	32,2	42,4
0,13	1,71	1,03	0,38	-117	-30	11,7	33,9	54,4	4,9	6,6	35,1	53,3
0,12	10,63	1,46	1,29	-11	-3	1	13,5	86,1	—	—	—	—

комплекс

0,05	0,79	0,18	0,02	+6	+24	81	12	7	14,4	1,4	2,3	81,1
0,11	1,44	0,81	0,07	-14	-22	60,9	22,6	16,5	12,5	3,4	5,1	79,0
0,15	2,43	1,29	0,04	-53	-6	46,7	43,4	9,9	6,5	4,7	10,0	78,8
0,05	0,63	—	0,02	+11	+18	80	14,8	5,2	14,2	0,9	3,4	81,5

и милонитизированные амфиболиты; 4 — амфиболовые, амфибол-хлоритовые, амфибол-двуслюданные, амфибол-мусковитовые, гранат-мусковитовые кристаллические сланцы; тинизированные гипербазиты; 10 — микроклинизированные гранито-гнейсы; 11 — биолонитизированные гранито-гнейсы; 13 — дайки гранит-аплитов.

части Бессазского блока. Отдельные массивы гипербазитов известны на северо-западе (рр. Каратас, Токтубай), где они приурочены к ГКР.

Первые сведения об их составе и генезисе приведены в работах И. И. Бока (1941, 1946 гг.). По его данным, габброиды внедрялись в раннесилурийский период в толщу метаморфических пород нижнего протерозоя.

Иное толкование генетической природы пород было дано Г. И. Макарычевым и В. И. Пазиловой [Макарычев, Пазилова, 1963; Макарычев, 1978]. По их представлению, габброиды являются продуктами метасоматической пироксенизации и фельдшпатизации metabазитов (серпентинитов) океанической коры. Необходимо отметить, что постепенные переходы от серпентинитов к габброидам, как в обнажениях, так и в шлифах, не зафиксированы. Однако имеющийся петрологический и петрохимический материал, а также результаты парагенетического анализа свидетельствуют о том, что габброиды и гипербазиты образуют единый естественный ряд и могут быть объединены в метагипербазит-габбровый комплекс [Абдулин и др., 1984].

Наиболее крупные тела метагабброидов этого комплекса (20—25 км²) обнажаются на водоразделах Дарбут — Карабайбулак (Карабайбулакский массив), Алмалы — Каратас (Алмалинский массив). Морфология рассматриваемых массивов определяется системой разрывов северо-западного и субширотного направлений. Юго-восточная часть Карабайбулакского массива перекрыта осадками нижнего палеозоя (?) и образованиями тюлькубашской свиты, на контакте которых нередко фиксируются тектониты ($m=1-2,5$ м). Контакты габброидов с вмещаю-

щими амфиболитами переработаны более поздними тектоническими и метаморфическими процессами, в связи с чем нередко создается впечатление об их взаимном постепенном переходе.

Карабайбулакский и Алмалинский массивы сложены метаморфизованными габбро, габбро-норитами, слабополосчатыми роговообманковыми габбро, габбро-анортозитами и габбро-амфиболитами. Перечисленные породы характеризуются массивной, реже пегматоидной или полосчатой текстурой. Директивная ориентировка слабо выраженной полосчатости северо-западная, углы падения 70—80° на северо-восток. Структура пород габбровая, габбро-диабазовая, участками с элементами субофитовой, пойкилоофитовой и структур замещения. В некоторых районах распространения габброидов (междуречье Алмалы — Ащищексай) на

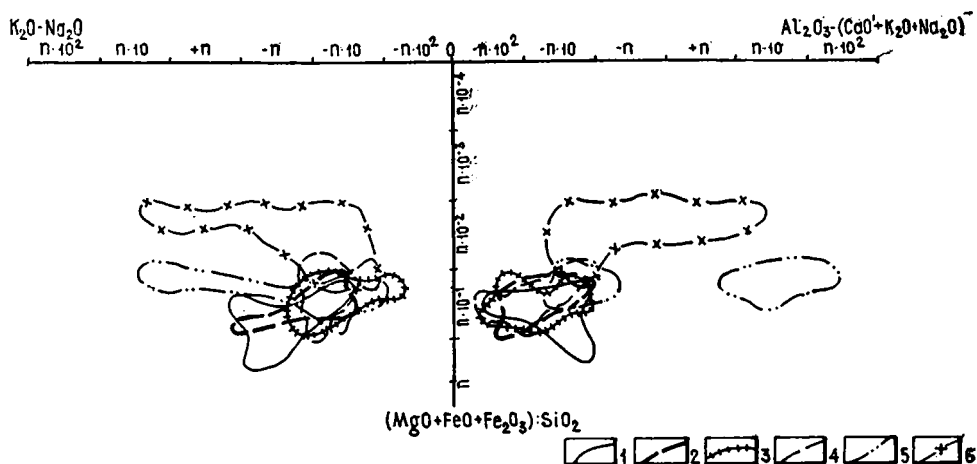


Рис. 24. Диаграмма ФАК для реконструкции первичного состава метаморфических пород Бессазского блока (по А. А. Предевскому, 1970 г.).

Границы полей химического состава пород: 1 — серпентинизированные гипербазиты; 2 — габброиды; 3 — мелкозернистые амфиболиты; 4 — крупнозернистые амфиболиты; 5 — двуслюдяные и гранат-слюдяные сланцы; 6 — плагиогранито-гнейсы

контакте с вмещающими породами магматические структуры переходят в порфиробластовые, бластомилонитовые и бластокатакlastические, усиливающие степень кристаллизационной сланцеватости пород, но не нарушающие их сплошности.

Основными минеральными компонентами габброидов являются: плагиоклаз, пироксен, амфибол, оливин. Перечисленные минералы замещаются более низкотемпературными разновидностями. Минеральные новообразования метаморфической стадии перекристаллизации габброидов составляют следующие равновесные ассоциации: $\text{Pog} + \text{Пл}_{20-25} + \text{Кв}$; $\text{Pog} + \text{Гр} \pm \text{Кв}$; $\text{Акт} + \text{Эп} + \text{Пл}_{10-29}$; $\text{КЦоиз} + \text{Пл}_{15-25} \pm \text{Кв}$; $\text{Акт} + \text{Гр} \pm \text{Кв}$; $\text{Хл} + \text{Пл}_{10-20} \pm \text{Кв}$. Приведенные парагенезисы соответствуют РТ-условиям амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой, а также фации зеленых сланцев. Широкое развитие катакlastических структур, присутствие клиноцоизита и высокомагнезимального граната свидетельствуют о повышенном давлении (7—8 кбар), при котором происходила метаморфическая перекристаллизация габброидов рассматриваемого комплекса.

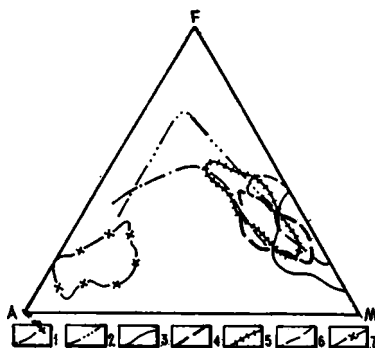
Представителями пород ультраосновного состава Алмалинского метажупербазит-габбрового комплекса являются серпентинизированные

гипербазиты, слагающие вытянутые тела, конкордантные по отношению к вмещающим породам. Они встречены в пределах всего Бессазского блока, но наиболее распространены в северо-западной части его и приурочены к тектоническим нарушениям ГКР.

Основными минеральными новообразованиями рассматриваемых пород является антигорит, распространенный в виде мелких пластинчатых лейст, часто образующих радиально-лучистые или оноповидные агрегаты. Подчиненное значение имеет волокнистый хризотил. Из минеральных компонентов магматической стадии кристаллизации алопигипербазитов в виде реликтов сохранились единичные зерна гиперстена. Последний не только резорбируется лейстами антигорита, но также замещается цоизитом и актинолитом.

Рис. 25. Расположение полей химического состава магматических пород Бессазского блока на диаграмме АФМ.

1 — линия раздела толеитовых и щелочных серий; 2 — линия дифференциации гавайских толеитов; поля химического состава пород; 3 — серпентинизированные гипербазиты, 4 — габброиды, 5 — мелкозернистые амфиболиты, 6 — крупнозернистые амфиболиты; 7 — плагиогранито-гнейсы



По петрохимическим особенностям (см. табл. 11) габброиды Карабайбулакского массива близки среднему типу габбро по Р. Дэли, а породы Алмалинского массива — оливиновым габбро и анортозитам. Коэффициент относительной железистости $M:F$ (0,40—3,46), а также величина $Cr:Al$ (0,05—0,11) позволяют отнести гипербазиты исследуемого региона к гипермагбазитам.

Анализируя петрохимические особенности в параметрах АФМ (рис. 25), можно установить, что все породы габбро-гипербазитового комплекса образуют единую ассоциацию. Поля химического состава пород рассматриваемого комплекса расположились вдоль границы и ниже линии раздела толеитовых и щелочных серий. Аналогичная картина наблюдается и для образований бессазкого метабазальтового комплекса, что свидетельствует в пользу их комагматичности. Таким образом, суммируя петрохимические и петрологические данные, можно отметить, что породы бессазского метабазальтового и Алмалинского метабазит-габбрового комплексов являются продуктами дифференциации базальтовой магмы толеитовой серии.

Жунусатинский мигматит-гранитовый комплекс. Комплекс представлен гранито-гнейсами и плагиомигматитами. Гранито-гнейсы слагают относительно небольшие вытянутые тела с неправильными ветвистыми контурами. Наиболее крупный массив гранито-гнейсов (0,45 км²) обнажен в юго-восточной части Бессазского блока (междуречье Карабайбулак — Жунус).

Рассматриваемые тела плагиогранито-гнейсов характеризуются значительными колебаниями содержаний темноцветных компонентов (амфибол, биотит, хлорит), концентрации которых уменьшаются от периферии к центру массивов. Существенно повлияли на их вещественный

состав процессы фельдшпатизации, с которыми тесно сопряжено более позднее внедрение даек ($m=0,5-3$ м, до 20 м) гранит-аплитового состава.

По петрографическому составу в гранито-гнейсах комплекса выделяются следующие разновидности: существенно лейкократовые, биотитовые, амфибол-биотитовые и амфиболовые. Макроскопически это серые, зеленовато-серые породы с хорошо выраженной гнейсоватостью, обусловленной директивной ориентировкой слюд, огибающих более крупные выделения полевого шпата и кварца. Структура пород гетерогранобластовая, гранобластовая, лепидогранобластовая, порфирогранобластовая, участками гранитовая. Типичны структуры замещения.

Описываемым породам свойственны следующие минеральные ассоциации: Кв+Пл+Орт; Пл₂₅₋₃₅+Кв+Би; Кв+Пл₂₅₋₃₀+Би+Рог+Му; Пл₂₅₋₃₅+Кв+Би+Хл+Рог+КПШ+Эп. Перечисленные минеральные ассоциации фиксируют широкий диапазон РТ-условий формирования пород исследуемого комплекса (от амфиболитовой до зеленосланцевой фации).

Отличительной чертой химизма гранито-гнейсов являются значительные колебания содержаний всех петрогенных окислов (см. табл. 11): $\text{Na}_2\text{O}=1,15-5,60\%$; $\text{K}_2\text{O}=0,05-5,72\%$; $\text{CaO}=0,56-12,80\%$; $\text{MgO}=0,25-4,05\%$. В связи с этим по петрохимическим характеристикам А. Н. Заварицкого рассматриваемые породы соответствуют непрерывному ряду от средних диоритов до лейкократовых плагиогранитов и гранит-аплитов.

Петрохимическая неоднородность гранито-гнейсов выявляется также из диаграммы «общая железистость — глиноземистость» [Кутолин, 1969]. Так, расположение фигуративных точек микроклинизированных гранито-гнейсов отражает петрохимическую тенденцию магматитов палингенного происхождения (рис. 26). Мезократовые роговообманковые разновидности плагиогранитов обнаруживают определенные черты сходства с дифференциатами базальтоидной магмы, особенно в содержании алюминия и закисного железа. На рассматриваемой диаграмме фигуративные точки этих пород расположились в поле производных базальтовой магмы.

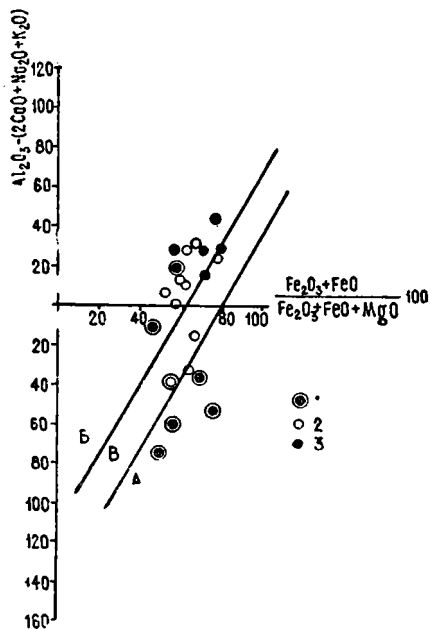
Однако характер минерального состава, химизма, структурно-текстурные особенности, а также их геологическая позиция подчеркивают палингенно-метасоматическую природу гранито-гнейсов. Об этом прежде всего свидетельствуют: 1) приуроченность их к зонам милонитизации и катаклаза; 2) ветвистые контуры тел; 3) близость химизма и минеральных ассоциаций гранито-гнейсов и вмещающих пород (наличие реликтов роговой обманки, актинолита, андезина, а также идентичный набор аксессуарных минералов); 4) сочетание бластических и магматических структур. Кроме того, для них, как и для всех коровых магматитов, типичны сравнительно высокие первичные соотношения радиогенного стронция: ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$) = $0,706682 \pm 0,0014$.

В отличие от рассмотренных пород дайки гранит-аплитового состава обладают выдержанным минеральным и химическим составом. На диаграмме (см. рис. 26) фигуративные точки гранит-аплитов обособляются в поле магматитов палингенного происхождения и обнаруживают петрохимическое родство с микроклинизированными разновидностями плагиогранито-гнейсов. Отмеченная особенность химизма позволяет предположить генетическую самостоятельность даек гранит-аплитового состава, становление которых сопряжено с магматической стадией перекристаллизации.

Со становлением тел гранито-гнейсов связаны явления мигматизации амфиболитов бессазской серии. По морфологическим признакам среди мигматитов выделены следующие разновидности: тонкослойные, полосчатые, жилковатые, агматитовые, пятнисто-порфиробластовые. Наиболее распространены тонкослойные плагиомигматиты, развитые в полосчатых мелкозернистых амфиболитах. Полосчатые, пятнисто-порфиробластовые мигматиты главным образом приурочены к амфиболовым, биотит-амфиболовым сланцам бессазской серии. В приконтактовых зонах наиболее крупных тел плагиогранито-гнейсов, а также среди вмещающих их амфиболитов развиты агматиты.

Рис. 26. Распределение состава пород плагиогранит-мигматитового комплекса в координатах «общая железистость — глиноземистость», по В. А. Кутолину.

Поля распределения пород: А — производных базальтовой магмы, Б — производных палингенных расплавов (батолитовых интрузий), В — неопределенного генезиса. Фигуративные точки пород: 1 — мезократовые амфиболовые, биотит-амфиболовые плагиогранито-гнейсы; 2 — микроклинизированные лейкократовые гранито-гнейсы; 3 — гранит-аплиты



Остановимся на особенностях соотношений субстрата и жильного материала. Отличительной чертой комплекса является низкое содержание мобилизата (5—10% от общего объема мигматитов), неравномерно распределенного в относительно тугоплавком субстрате. В целом плагиомигматитам Бессазского блока присуща однородность минеральных ассоциаций субстрата и жильного материала. При более детальном рассмотрении структур и состава мобилизата выявляются следующие его особенности: 1) многоминеральность за счет вторичных низкотемпературных компонентов (эпидот, хлорит, мусковит, актинолит); 2) значительная степень диафорических преобразований; 3) широкое развитие неравновесных порфиробластовых, участками катакластических структур, а также структур замещения; 4) нерезкие взаимоотношения с субстратом; 5) отсутствие меланократовых оторочек.

Все эти черты свидетельствуют об инъекционной природе плагиомигматитов Бессазского блока, основную роль в формировании которых сыграл кремнещелочной метасоматоз, избирательно проявленный в метаморфически дифференцированном амфиболитовом субстрате бессазской серии.

Радиологическое исследование гранито-гнейсов Бессазского блока

рубидий-стронциевым методом показало, что полученная изохрона фиксирует следующее значение возраста: 625 ± 28 млн. лет. На наш взгляд, эта дата отражает позднекембрийскую эндогенную активизацию.

КАЛЕДОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Кокжотский комплекс даек диабазовых порфиритов распространен в Кокжотском блоке М. Каратау. Он объединяет многочисленные дайки сильно измененных пород, которые микроскопически, в основном по реликтовым структурам, определены как диабазовые порфириты (Э. С. Кичман и А. О. Дюсеков, 1970 г., А. О. Дюсеков и Б. Н. Еремеев, 1972 г.). По химическому составу эти породы соответствуют диабазам, по которым и дано название комплекса.

Дайки диабазовых порфиритов прорывают метаморфизованные осадочные породы кокжотской серии. Вместе с последними они расланцованы и хлоритизированы, вследствие чего с трудом отличимы от вмещающих пород. Простираение даек северо-западное, т. е. согласное с породами кокжотской серии, падение крутое, близкое к вертикальному. Мощность их небольшая (до 4 м), протяженность до 300 м и более.

Вопрос о возрасте даек остается нерешенным. В предположении, что их формирование связано с конечными фазами каледонской складчатости, он условно принят верхнеордовикским.

Диабазовые порфириты представляют собой полностью метаморфизованные породы, в которых лишь на отдельных участках сохранились реликты офитовой структуры. Плагноклаз образует расплывчатые кристаллы, целиком замещенные сосюритом. Первичный пироксен полностью амфиболизирован. Породы подвержены интенсивному катаклазу с выделением по трещинам вторичных минералов: кальцита, альбита и эпидота.

По петрохимическим особенностям породы кокжотского комплекса соответствуют среднему диабазу и долериту по Р. Дэли (см. табл. 9). Для них характерны умеренная титанистость и глиноземистость, насыщенность кремнеземом и очень низкая щелочность при высокой натровости. По нормативному составу они соответствуют кварцсодержащим толеитовым базальтам.

МАЛОКАРАТАУСКАЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА

КАЛЕДОНСКИЕ МАГМАТИЧЕСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Малокаратауский гранодиорит-гранитовый комплекс объединяет следующие позднекаледонские интрузивные массивы в северо-западной части М. Каратау и горах Улькен-Бурултау: Арбатасский, Тамдинский, Кокतालский, Кызылбулакский, Улькен-Бурултауский и другие более мелкие штоки.

Гранитоиды малокаратауского комплекса изучались в процессе геологической съемки масштаба 1 : 50 000 многими авторами (Г. А. Ярмак, 1957, 1959, 1960 гг.; И. С. Кабанихин и А. Н. Солонинова, 1959 г.; А. И. Красильников и др., 1960 г.; Х. Д. Лем и М. Н. Анчевская, 1961 г.; Э. С. Кичман и др., 1970 г.; А. О. Дюсеков и Б. Н. Еремеев, 1972 г.). Краткая сводка по магматизму М. Каратау дана Г. А. Ярмаком в сборочном томе «Геологии СССР» [1971].

По данным перечисленных авторов интрузивные массивы комплекса представляют собой средние по размерам штоки, в плане изометричные или овальные, вытянутые в северо-западном направлении. Площа-

ди их выхода на современном эрозионном срезе колеблются от 10 до 50 км².

Возрастное положение комплекса (верхний ордовик) установлено с достаточной достоверностью. Массивы гранитоидов прорывают и метаморфизуют карбонатную толщу тамдинской серии (средний ордовик) и, по данным М. М. Марфенковой, с размывом и несогласием перекрыты красноцветными отложениями сулеймансайской свиты (фамен). В Б. Каратау в конгломератах тьюкубашской свиты встречается галька малокаратауских гранитоидов. С учетом времени проявления интенсивных тектонических движений в Каратау наиболее вероятным является позднеордовикский возраст пород комплекса.

Массивы малокаратауского комплекса образовались в две фазы: первая фаза — гранодиориты и их фациальные разновидности (кварцевые диориты, граниты и др.), вторая фаза — лейкократовые граниты.

Гранодиориты представляют собой серые, розовые, реже мясо-красные породы средне-, крупнозернистой, иногда порфиroidной структуры. Они сложены зональным андезином или олигоклаз-андезином (30—65%), микроклином (10—20%), кварцем (10—20%) и цветными минералами (5—20%): хлоритизированным биотитом и зеленой роговой обманкой. Акцессорные минералы: сфен, циркон, апатит, реже ортит.

Граниты образуют среди гранодиоритов участки с неясной конфигурацией и имеют с ними постепенные переходы. От гранодиоритов они отличаются большим содержанием кварца (25—35%) и меньшим — цветных минералов (2—5%).

Кварцевые диориты слагают эндоконтактные зоны шириной от 100 до 800 м на границе массивов с карбонатными породами тамдинской серии. Это темно-серые и серые, средне- или мелкозернистые породы, состоящие из зонального плагиоклаза (50—60%), калишпата (10%), кварца (5—10%) и цветных минералов (20—25%): биотита, роговой обманки и пироксена.

Вторая фаза малокаратауского комплекса в отличие от первой представлена только одним петрографическим типом пород — лейкократовыми гранитами (лейкогранитами). Это розовые или красные породы, преимущественно мелкозернистые, реже среднезернистые, иногда порфиroidные. Они почти полностью лишены цветных минералов. Минеральный состав их выдержанный: микроклин (40—60%), кварц (25—30%), цветные минералы (биотит и роговая обманка) — единичные зерна. Акцессорные минералы: апатит, циркон и сфен.

Массивы гранитоидов малокаратауского комплекса сопровождаются свитой жильных пород разнообразного состава: аплиты, пегматиты, микродиориты, диоритовые и диабазовые порфириты, спессартиты и везиты.

По петрохимическим особенностям породы первой и второй фаз заметно различаются, что хорошо видно на диаграмме А. Н. Заварицкого (см. рис. 22). Породы первой фазы (вариационная линия I—I) более меланократовые, богаче полевошпатовой известью, насыщеннее глиноземом. Отличительной чертой пород второй фазы является их лейкократовость ($b=2,5$), сильная пересыщенность глиноземом и низкое содержание полевошпатовой извести. В целом породы обеих фаз характеризуются несколько повышенной щелочностью, о чем можно судить по более высокому, чем для средних типов пород по Р. Дэли, значениям a/c .

С интрузивными массивами малокаратауского комплекса связаны рудопроявления редких металлов и меди. Эта связь генетическая, по-

сколькo рудная минерализация приурочена либо к контактам, либо к жильным телам внутри массивов. В приконтактовых зонах, как в массивах, так и во вмещающих породах, отмечаются рудопроявления молибдена, вольфрама и меди. С кварцевыми жилами внутри массивов ассоциируют мелкие рудопроявления вольфрама и меди. Мраморизованные вблизи контактов с массивами известняки тамдинской серии используются в качестве ценного облицовочного материала.

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ ЭВОЛЮЦИИ МАГМАТИЗМА КАРАТАУ

По характеру магматизма в Каратау отчетливо выделяются три магмоформационных ряда: большекаратауский, кокжотский и малокаратауский (табл. 12). В соответствии с методикой, предложенной Г. Ф. Ляпичевым (1979 г.), они разбиты на вертикальные формационные ряды и этажи. При этом репером, венчающим каждый формационный ряд, служили кремнекислосщелочные формации. Формационные ряды, в свою очередь, разделены на формационные этажи. К нижнему формационному этажу отнесены недифференцированные и контрастно-дифференцированные магматические формации, к верхнему — первая кремнекислосщелочная и все последующие формации. Средний этаж, включающий последовательно дифференцированные формации, в Каратау отсутствует.

Вертикальные формационные ряды Каратау соответствуют определенным тектономагматическим циклам: нижний — раннедокембрийскому эвгеосинклинальному, средний — позднебайкальско-каледонскому миогеосинклинальному, верхний — герцинскому орогенному или парагеосинклинальному [Абдулин и др., 1967].

Нижний ряд известен только в Кокжотской структурно-формационной зоне и включает следующие карельские магматические комплексы: metabазальтовый, метагипербазит-габбровый и мигматит-гранитовый. По совокупности структурно-геологических признаков взаимоотношений выделенных комплексов, а также по данным анализа специфики эволюции их исходного вещества в ходе полициклического метаморфического преобразования были реставрированы первичные условия их формирования во времени и в пространстве.

Метабазальтовый комплекс, представленный основными породами толентовой серии, совместно с метагипербазит-габбровым комплексом составляют единую вулканоплутоническую ассоциацию. Петрохимические особенности пород metabазальтового комплекса сближают их с базальтовыми коматитами, развитыми в зеленокаменных поясах древнейших структур. Формирование этого комплекса знаменует начальные стадии проявления раннедокембрийского базальтоидного магматизма, продукты которого в последующем прорываются метагипербазит-габбровым плутоническим комплексом.

Карельский тектономагматический цикл завершается плагииогранитизацией, наложившейся как на metabазальтовый комплекс, так и на метагипербазит-габбровый.

Средний ряд большекаратауского мегаряда отчетливо редуцированный. Он начинается верхнерифейской прахилипарит-базальтовой и завершается кремнекислосщелочной праносениитовой формацией. Обе формации имеют двойственное положение в среднем формационном ряду. С одной стороны, они несут признаки формаций нижнего этажа (контрастный базальт-липаритовый состав), с другой — верхнего (кремнекислосщелочной состав при высокой калиевоности).

Таблица 12. Магматические комплексы Каратау

Тектономагматический цикл	Ряд	Этаж	Возраст	Комплекс и его абсолютный возраст, млн. лет	Металлогеническая специализация	
Герцинский парагесинклиниальный	Верхний	Верхний	Большекаратауский мегаряд			
			P_3-T_1	Акуюкский комплекс даек щелочных лампрофиров, 210—227		Pb, Zn, флюорит
			P_3-T_1	Кулантауский щелочно-ультраосновной, 220—255		Вермикулит, P, TR
			P_3	Ирсуйский щелочно-габбродный, 247—287		Fe, Cu, Pb, Hg, TR, флюорит
			P_3	Даубабинский щелочно-базальтоидный, 252—283		Fe, Cu, Pb
	Средний	Нижний	C_3-P_1	Байжансайский диабаз-гранит-порфировый		Pb, Zn, Au, Ta, Nb
			C_2-3	Кызылдиханский щелочно-полевошпатовых гранитов, 280—285		Не выяснена
			C_1	Кашкаратинский трахибазальт-трахиандезитовый		Pb, Ba
			D_1	Балаузенский оливин-трахибазальтовый		Не выяснена
			R_3	Кумыстинский граносиенитовый, 720		Маложелезистый асбест, Au?, Pb?
		R_3	Кайнарский трахилипарит-базальтовый	Au		
Позднебайкальско-каледонский миггесинклиниальный	Средний	Верхний	Кокжотский ряд			
			O_3	Кокжотский комплекс даек диабазовых порфиритов		Не выяснена
Раннедокембрийский эвгесинклиниальный	Нижний	Нижний	PR_1	Мигматит-гранитовый	Не выяснена	
			PR_1	Метагипербазит-габбровый	Тальк, асбест, Fe, Ti	
			PR_1	Метабазальтовый (ортоамфиболитовый)	Не выяснена	
Позднебайкальско-каледонский миггесинклиниальный	Средний	Верхний	Малокаратауский ряд			
			O_3	Малокаратауский гранодиорит-гранитовый, 436		Mo, W, Cu

В целом все породы рассмотренных формаций имеют субщелочной состав. Они являются индикатором «зрелости» континентальной коры Каратау в верхнем рифее. Раннее и преждевременное появление субщелочных калиевых формаций привело к редуцированию среднего ряда и угасанию магматических процессов, которые в дальнейшем в Б. Каратау не проявились на протяжении свыше 200 млн. лет.

Наиболее вероятный геодинамический механизм формирования магматических комплексов рассматриваемого ряда — внутриконтинентальный рифтогенез [Абдулин, 1979]. На это указывает как субщелочной состав магматических пород, так и необычайно большая протяженность верхнерифейского вулканического пояса, прослеженного на расстоянии нескольких тысяч километров (через Улытау, Каратау и Тянь-Шань).

Верхний ряд, соответствующий герцинскому тектономагматическому циклу, включает восемь формаций: оливин-трахибазальтовую, трахиандезитовую, гранитовую, диабаз-гранит-порфировую, щелочно-базальтоидную, щелочно-габброидную, щелочно-ультраосновную и щелочно-лампрофировую. Вся тектономагматическая история Б. Каратау в этом цикле связана с серией последовательных фаз тектонической активизации эпикаледонского кратона. Самые нижние в верхнем ряду оливин-трахибазальтовый и трахиандезитовый комплексы относятся к типу слабо дифференцированных. Они развиты локально и образуют нижний этаж верхнего формационного ряда. Формирование их, как и кайнарского комплекса, происходило в обстановке, близкой к рифтогенной, но проявленной локально и в значительно меньших масштабах.

Все более поздние магматические формации верхнего ряда имеют отчетливо выраженный кремнекислородщелочной и щелочной характер, вследствие чего они отнесены к верхнему формационному этажу. Этот этаж начинается с кызылдиханского гранитового комплекса, представленного крупными массивами типа батолитов, образовавшихся в среднем карбоне в обстановке наиболее резко выраженной фазы активизации, которая привела к внутрикоровому выплавлению больших масс гранитной магмы, складкообразованию и орогенезу.

Последующие стадии активизации, с которыми связано формирование остальных, преимущественно щелочных комплексов, сопровождалось заложением новых или обновленных старых глубинных разломов. Судя по нарастанию меланократовости и щелочности пород, эти разломы к концу герцинского тектонического цикла приобретали все более глубинный характер.

В М. Каратау магматические комплексы нижнего ряда неизвестны, а верхнего — отсутствуют, за исключением гранит-диабазового комплекса, частично «проникающего» в пограничные районы из Б. Каратау в Кокжотский блок.

Скудность магматических формаций М. Каратау как бы компенсируется значительными объемами малокаратауского гранитового комплекса, в состав которого входят сравнительно крупные гранитные массивы. Условия их формирования аналогичны описанным выше для кызылдиханского комплекса: внутрикоровое выплавление значительного объема гранитной магмы, ее подъем в процессе складкообразования и орогенеза.

Возвращаясь к общей характеристике магмоформационных рядов, остановимся на некоторых специфических чертах магматизма Каратау. Это, во-первых, повышенная калиевость всех фанерозойских магматических комплексов, обусловленная, по-видимому, ранним (дорифейским)

формированием мощной и зрелой континентальной коры. В связи с этой петрохимической особенностью магматических пород Каратау интересно отметить, что в изверженных породах в корреляции с калием обычно находится свинец. Возможно, именно этим объясняется металлогеническая специализация многих фанерозойских комплексов Каратау на свинец, а также растянутая во времени многостадийность образования полиметаллических месторождений.

Вторая особенность магматизма Каратау — практически полное отсутствие изверженных пород среднего состава (андезитов и диоритов), характерных для островодужных формаций.

Третьей примечательной чертой магматизма Каратау является преобладание в магмоформационных рядах недифференцированных, слабо дифференцированных и слабое развитие непрерывно дифференцированных формаций. К последним из 15 выделенных в Каратау комплексов относятся только два щелочных комплекса: щелочно-базальтоидный и щелочно-габброидный.

И, наконец, последняя особенность фанерозойского магматизма Каратау — частое нарушение гомодромности в эволюции магмоформационных рядов, которая, как известно, выражается в проявлении с течением времени все более кремнекислых, лейкократовых, щелочных и калиевых магматических образований. В качестве примера можно привести позднедокембрийский граносиенитовый комплекс, находящийся в нижней части позднебайкальско-каледонского ряда, но обладающий всеми признаками кремнекислотнощелочных формаций повышенной щелочности и калиевости. Следует отметить, что антидромный ход эволюции магматизма не затрагивает щелочности магматических комплексов, которая имеет общую тенденцию к нарастанию, независимо от кремнекислотности — фемичности магматических пород. Эта закономерность хорошо видна на щелочной проекции диаграммы А. Н. Заварицкого по смещению вариационных линий вправо по мере омоложения магматических комплексов (см. рис. 23).

В заключение остановимся на металлогенической продуктивности различных магмоформационных рядов Каратау. Нижний ряд, соответствующий раннедокембрийской металлогенической эпохе, характеризуется фемическим профилем оруденения: железо, титан, а также тальк и асбест. Масштабы минерализации незначительные (за исключением талька). Средний, позднебайкальско-каледонский формационный ряд в металлогеническом отношении также малопродуктивный. С ним связаны рудопроявления золота и маложелезистого асбеста в Б. Каратау и редких металлов (вольфрам и молибден) в М. Каратау. Наибольшую металлогеническую нагрузку несет верхний (герцинский) магмоформационный ряд Б. Каратау, в связи с которым находятся месторождения и рудопроявления халькофильных элементов: свинца, цинка и меди, а также золота, ртути, тантала, ниобия, редких земель, барита, апатита, флюорита и вермикулита.

ТЕКТОНИКА

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Первые работы по изучению глубинного строения земной коры Каратау сейсмическими методами проведены Казахским геофизическим трестом по региональному профилю ГСЗ Арысь — Балхаш [Пушкарев и др., 1968]. Институтом геологических наук АН КазССР (А. Н. Антоненко, А. А. Попов и др.) в 1966 г. выполнено ГСЗ по профилю Қзыл-Орда — Джетыконур. В эти же годы ВСЕГЕИ (Н. К. Булин и др.) выполнено два сейсмологических профиля МОВЗ.

В семидесятых годах «Союзгеофизикой» проведены исследования МОВЗ и МОВЗ — ГСЗ по Каратау-Тенизскому, Тастинскому, Таласскому и другим профилям [Эйдлин, Эренбург, 1978]. В 1978—1981 гг. ИГи АН КазССР (А. Н. Антоненко, В. С. Бикеев, Г. К. Дубровин и др.) изучены площадные и объемные характеристики глубинной структуры земной коры юго-восточной части Каратау и прилегающих к нему Сырдарьинской и Чуйской впадин. В результате построены элементы рельефа поверхности Мохоровичича (М) и установлены глубинные разломы. В 1975—1983 гг. глубинное исследование Каратау выполнялось также В. Н. Любецким, Л. Д. Полевой [1975] и др. При интерпретации геофизических материалов этими исследователями использовались карты наблюдаемых и трансформированных полей, глубинные сейсмогеологические разрезы и пр. Применялись аналитическое продолжение гравитационного и магнитного полей в верхнее и нижнее полупространство, пересчет потенциала и градиента потенциала в высшие производные, расчеты «анизотропных трансформаций». Определялись медленно изменяющаяся компонента поля силы тяжести — региональная составляющая и переменная компонента — локальные аномалии. Количественная интерпретация аномалий силы тяжести производилась путем обчета моделей геолого-геофизических разрезов — решением прямой задачи на ЭВМ «Минск-32» с помощью программы Г. Г. Кравцова.

Точность количественной интерпретации кривых Δg определена сравнением результатов с данными ГСЗ и МОВЗ — ГСЗ. Наиболее хорошая сходимость (± 1 км) достигнута при спокойном рельефе основания, максимальная погрешность (± 4 — 6 км) — на участках его резких прогибов и поднятий. Среднеквадратическая погрешность определения глубин до кровли основания двумя методами составила: по профилю МОВЗ — ГСЗ Туркестанский — $\pm 1,3$ км, Жалпакский — $\pm 1,1$ км.

Комплексные данные грави- и сейсморазведки позволяют охарактеризовать глубинные структуры Каратау на уровне поверхности М

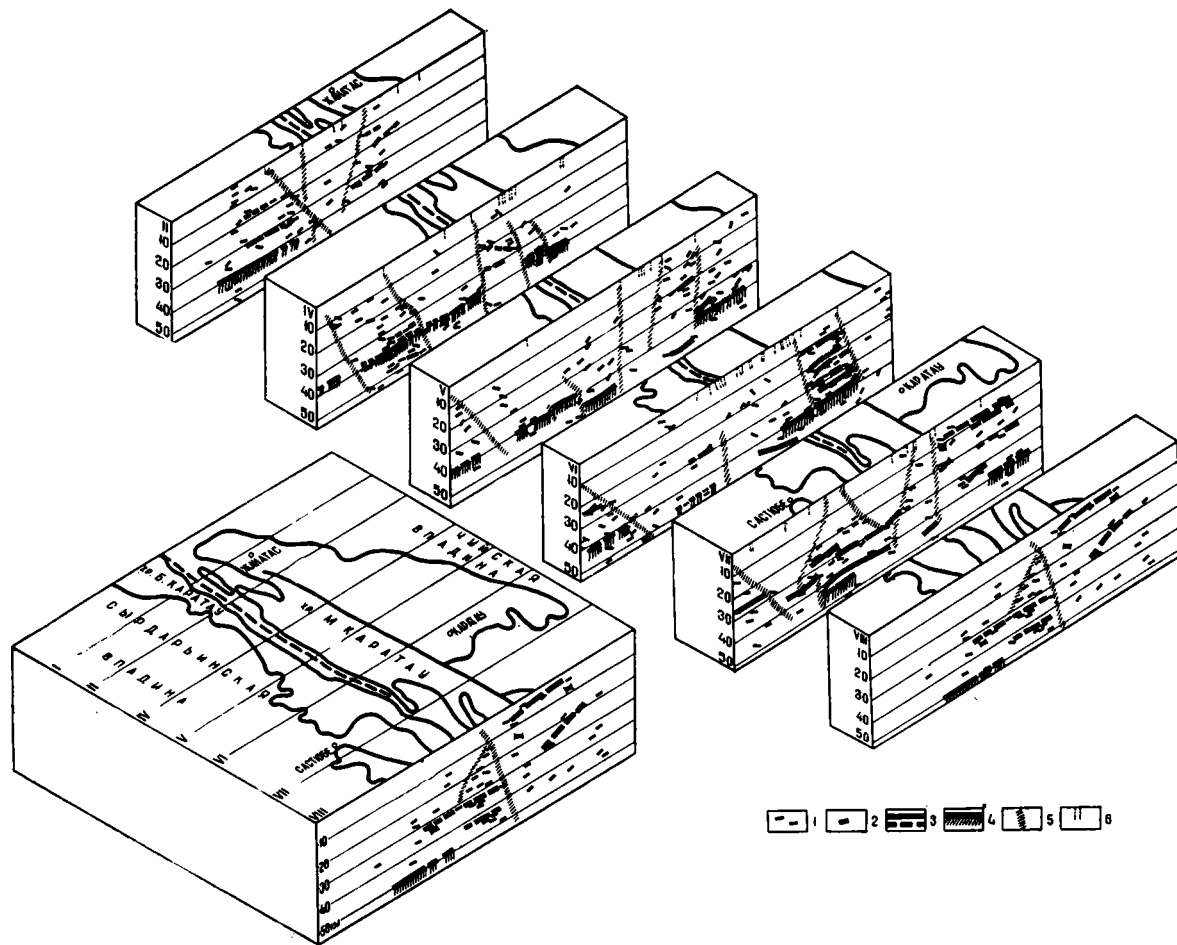


Рис. 27. Глубинное строение Каратау по материалам пространственных сейсмических зондирований.

1 — отражающие площадки; 2 — то же по волнам доминирующей интенсивности; 3 — условные отражающие горизонты (штриховые — построенные менее уверенно); 4 — поверхность М; 5 — глубинные разломы по сейсмическим данным; 6 — разломы по геологическим данным



(37—50 км), базальтового (17—23 км) и гранитно-метаморфического (1—14 км) слоев. С учетом поведения этих границ построены карты их рельефа и мощности базальтового, гранитно-метаморфического и вулканогенно-осадочного слоев, карты поверхности нижнего плотностного комплекса, глубинных разломов, интрузивных тел, тектонического районирования.

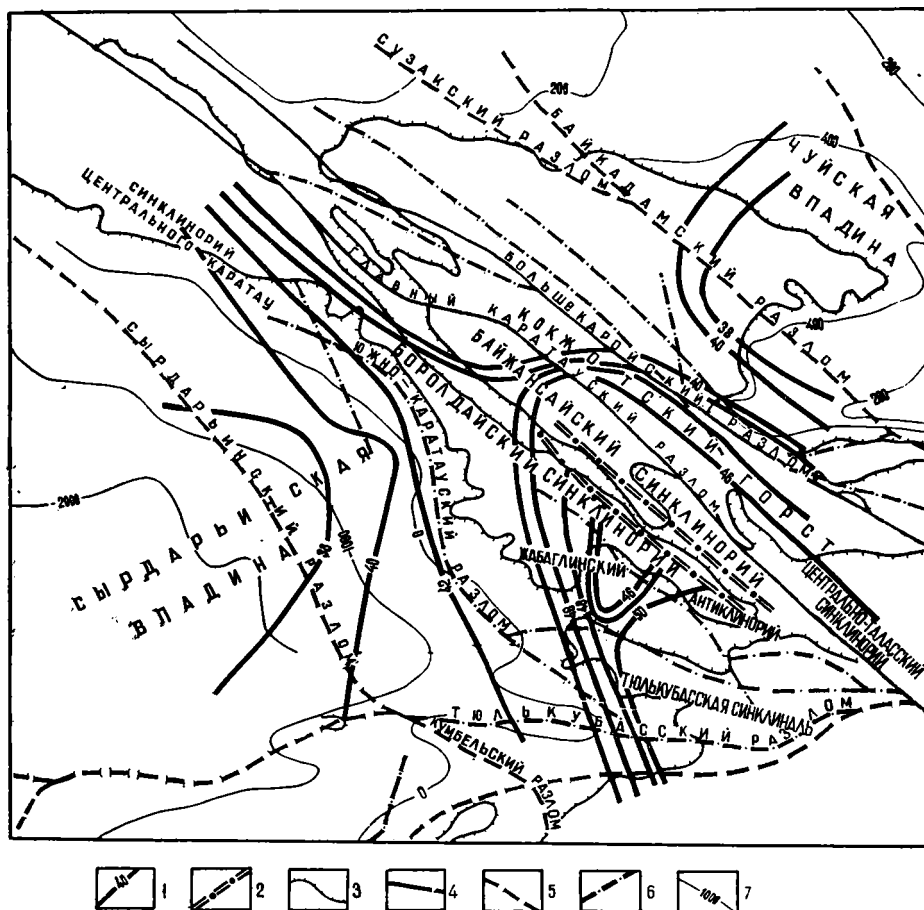


Рис. 28. Структурная схема поверхности Мохоровичича Каратау и сопредельных структур по материалам пространственных сейсмических зондирований.

1 — линии равных глубин до поверхности М; 2 — разрывные нарушения поверхности М по сейсмическим данным; 3 — контур выхода на поверхность палеозойских образований; 4 — глубинные разломы, установленные по геологическим данным; 5 — глубинные разломы, установленные по геофизическим данным; 6 — разрывные нарушения не установленного типа по геологическим данным; 7 — стратозиогипсы подошвы эпипалеозойского платформенного чехла

Наибольшая информация о поверхности М содержится в материалах по объемному изучению структуры коры методом пространственных сейсмических зондирований (ПСЗ) и МОВЗ — ГСЗ. В результате этих исследований установлены следующие основные черты глубинного строения района (рис. 27, 28). Рельеф поверхности М характеризуется

высокой изрезанностью и значительными перепадами гипсометрического уровня (от —37 до —50 км). Поднятиям домезозойского основания соответствуют погружения поверхности М и увеличение мощности консолидированной коры. Впадины домезозойского основания отвечают блокам сокращенной мощности коры. В пределах Каратау мощность коры меняется от 42 км на северо-западе до 50 км на юго-востоке. Сырдарьинская впадина отличается поднятием поверхности М и мощностью коры до 38 км. Такова же мощность коры Чуйской впадины.

Отмечено значительное уменьшение скорости распространения сейсмических волн в низах земной коры Каратау, что связано с разуплотнением вещества нижней части коры и верхов мантии.

В целом поверхности М. Каратау свойственны прогибы двух направлений: северо-западного и близширотного. Первый отвечает юго-западному склону Каратау. Он прослеживается на расстояние свыше 400 км, ширина его меняется от 25 до 50 км. Прогиб второго, близширотного направления характеризуется протяженностью около 350 км и шириной от 35 до 50 км. Он пересекается с северо-западным прогибом в районе Ц. Каратау.

Тектоническим структурам юго-восточного обрамления М. и ЮВ Каратау соответствует крупная депрессия в поверхности М. Наиболее сложные формы рельефа поверхности с резкими колебаниями уровня отмечаются в пределах тектонических структур М. Каратау и его юго-восточного обрамления. В Каратау поверхность М прослеживается плохо и выделяется фрагментарно, в виде отдельных ступеней, разделенных глубинными разломами. Во впадинах эта поверхность более стабильна. Амплитуда поверхности базальтового слоя (Конрада) не превышает 6 км (гипсометрические отметки колеблются от —17 до —23 км). Точками обменов волн поверхность Конрада зафиксирована на Туркестанском профиле МОВЗ — ГСЗ на глубине 23 км, Жалпакском — 22 км. Скорость преломленных продольных волн составляет 6,5—6,7 км/с, поперечных — 3,5—3,8 км/с. В поверхности базальтового слоя также зафиксированы фрагменты структур как северо-западной, так и близширотной ориентировки. Первые характерны для СВ и ЮВ Каратау, вторые — для Ц. Каратау. В СЗ Каратау поверхность Конрада образует прогиб протяженностью около 200 км, шириной 15—30 км и амплитудой 2,5—3 км. Прогиб близширотного направления прослеживается южнее широты пос. Сузак. Протяженность его достигает 120 км, ширина — 15—30 км, амплитуда — 2,5—3 км. Южнее г. Кентау прогиб сменяется поднятием. Району месторождений Миргалимсай и Ачисай отвечает склон этого поднятия, погружающийся к северу.

На карте изомощностей базальтового слоя центральной структурой является Западно-Каратауская линза повышенной (до 25 км) мощности, ориентированная в северо-западном направлении. В Ц. Каратау она испытывает широтный подворот. Близширотная ее ветвь направлена в сторону с. Чулаккурган, а юго-восточная прослеживается вдоль ЮВ Каратау. Общая протяженность линзы достигает 200 км, ширина — 30—80 км. С северо-востока она ограничена повышенными градиентами мощности, отвечающими глубинным разломам зоны Осевого Каратау. В целом линза полностью отвечает району распространения свинцово-цинкового оруденения юго-западных склонов Каратау.

Верхняя, «надбазальтовая» часть земной коры Каратау изучена благодаря главным образом привлечению материалов физических свойств пород, гравиразведки и магниторазведки.

По плотностным свойствам породы Каратау группируются в три комплекса со средними значениями 2,84, 2,67 и 2,0 г/см³. Нижний плотностной комплекс представлен метаморфическими толщами бессазской серии архея (?) ($\sigma = 2,91$ г/см³). Плотность его пород превышает среднюю плотность отложений геологического разреза в целом на 0,24 г/см³. Метаморфические образования чаще отмечаются слабыми отрицательными аномалиями ΔT_a , а вулканиты кайнарской свиты с высокой магнитной восприимчивостью — положительными аномалиями до 800 гамм. Средний комплекс включает терригенные и карбонатно-терригенные отложения рифея, кембрия, ордовика, девона и карбона, плотности которых близки по значению и не превышают 2,59—2,65 г/см³. Исключение составляют карбонатные толщи бақырлинской свиты рифея (2,81 г/см³), фамена и карбона (2,71 г/см³), содержащие в своем составе доломиты плотностью 2,82 г/см³. Наличие доломитов повышает среднее значение плотности комплекса до 2,67 г/см³, но существенно не влияет на гравитационное поле. Верхний комплекс представлен мезозой-кайнозойскими отложениями плотностью 1,8—2,3 г/см³. Области с повышенной мощностью этих отложений характеризуются некоторым снижением интенсивности гравитационного поля. В магнитном поле два последних комплекса не выражены, так как слагающие их породы обладают низкими параметрами намагниченности.

Из приведенных данных видно, что основными гравитирующими породами являются образования нижнего комплекса. При приближении его к поверхности возникают гравитационные региональные положительные аномалии, при погружении — отрицательные. Неоднородность геологического разреза усиливается также интрузивными образованиями. Разновозрастные интрузивные породы кислого, среднего и основного состава резко отличаются по плотности (на 0,10—0,13 г/см³) от средневозрастной плотности разреза, поэтому им соответствуют изометричные по форме контрастные локальные положительные и отрицательные аномалии силы тяжести высокой интенсивности.

Гранитно-метаморфический слой в Каратау неоднороден и принадлежит двум типам. В юго-западной части района происходила деструкция древней коры континентального типа с последующим наращиванием новообразованной континентальной коры, а в северо-восточной она формировалась последовательно, через океаническую, переходную и континентальную стадии. К юго-западу от Главного Каратауского, Чиили-Сузакского, Малокаройского и Каройского глубинных разломов развит гранитно-метаморфический слой, сформировавшийся в раннем — среднем протерозое и претерпевший в последующее время многократные преобразования и метаморфизм. Северо-восточнее указанных разломов гранитно-метаморфический слой образовался в орогенный этап развития каледонской геосинклинали. Информация о типах основания содержится в региональной составляющей гравитационного поля. Структуры, в ядрах которых вскрыты офиолитовые ассоциации пород, отмечаются региональными понижениями гравитационного поля, а структуры с деструктивными комплексами — повышением значений региональной составляющей.

Границы блоков земной коры с разным палеотипом на поверхности выражены пруплой глубинных разломов, а в гравитационном поле — зонами высоких градиентов, ограничивающих с северо-востока Каратаускую региональную положительную аномалию. Выходы на поверхность гранитно-метаморфического слоя первого типа представлены метамор-

фическими образованиями бессазской серии архея (?), включающими более молодые по возрасту тела габброидов. Присутствием последних обусловлена более высокая плотность бессазской серии в сравнении с общепринятой средней плотностью ($2,84 \text{ г/см}^3$) гранитно-метаморфического слоя. Это дает основание считать гранитно-метаморфический слой юго-западной части Каратау базифицированным за счет его насыщения интрузиями основного состава. Гранитно-метаморфический слой второго типа на поверхность не выходит, и состав его предполагается лишь по аналогии с другими районами.

По данным МОВЗ — ГСЗ, кровле гранитно-метаморфического слоя в северо-восточной части Каратау соответствует хорошо проявленная многоярусная зона обменов волн. В разрезе по Туркестанскому профилю она расположена на глубине 8—14 км, достигая вертикальной мощности порядка 3—5 км.

Рельеф поверхности гранитно-метаморфического слоя, отстроенный по комплексным данным грави-, магнито- и сейсморазведки, изрезанный: гипсометрические отметки колеблются от 0 до —15 км (рис. 29). Судя по этой карте, для кровли гранитно-метаморфического слоя первого типа характерно ее высокое гипсометрическое положение (0—4 км) в зоне Осевого и Ц. Каратау. К Осевому Каратау тяготеет поднятие типа горста, имеющее северо-западную ориентировку и амплитуду вертикального перемещения 3—8 км. В ядре этой структуры слой выходит на эрозионный срез. К юго-востоку и юго-западу в Ц. Каратау кровля гранитно-метаморфического слоя испытывает общее погружение, усложняясь локальными поднятиями и прогибами. Наиболее крупные поднятия расположены в зонах влияния Яныкурганского и Актау-Кантагинского разломов.

В Ц. Каратау изогипсы поверхности гранитно-метаморфического слоя ориентированы в близширотном направлении. Сама поверхность погружена к югу от 7 до 10 км.

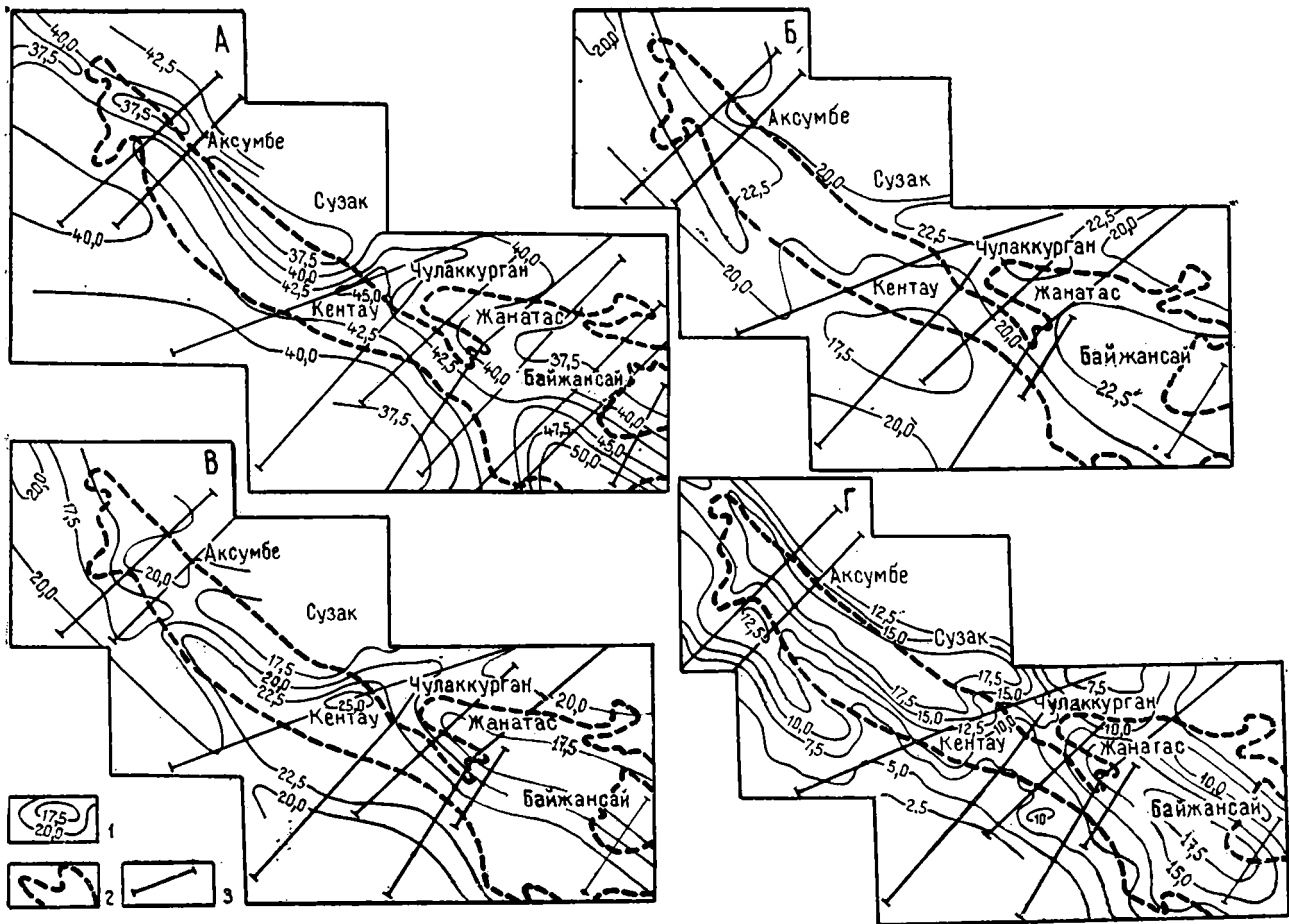
Юго-восточнее месторождения Смена расположены Майдантал-Боялдырское и Сасыбулак-Боролдайское поднятия. Глубина до слоя в их эпицентрах не превышает 5—7 км. В северо-восточном направлении Майдантал-Боялдырское поднятие сменяется Леонтьевским прогибом.

Поверхность гранитно-метаморфического слоя второго типа к северо-востоку от Малокаройского и Каройского разломов образует прогиб, охватывающий всю Малокаратаускую зону. Восточнее Байкадамского разлома гранитно-метаморфический слой воздымается в восточном направлении.

Повышенная мощность гранитно-метаморфического слоя (до 17 км) характерна для Аксумбе-Кумыстинской и Мынжилкинской подзон Осевого Каратау и Чулакtausкой подзоны Ц. Каратау. Линза повышенной мощности (до 12 км) этого слоя совпадает с Яныкурганским поднятием. Району распространения свинцово-цинкового оруденения юго-западных склонов Каратау отвечает прогиб поверхности гранитно-метаморфического слоя, сопровождающийся значительным сокращением его мощности.

Оценка мощности вулканогенно-осадочного слоя Каратау показала, что амплитуда ее колебаний значительная. Наименьшая мощность (0—4 км) установлена в Осевом и Ц. Каратау, наибольшая (15 км) — в М. Каратау и Сырдарьинской депрессии. В рудных районах она не превышает 8—10 км.

Структуры базальтового и гранитно-метаморфического слоев не



согласуются с современными формами рельефа и, вероятно, связаны с развитием метаморфических и магматических процессов в домезозойское время. Определенная часть этих процессов, влияющих на формирование глубинных структур, возможно, обусловлена рудогенезом. В пользу этого свидетельствуют своеобразные черты строения базальтового и гранитно-метаморфического слоев в рудных районах Ц. Каратау.

Представляют интерес данные о соотношении мощности вулканогенно-осадочного, гранитно-метаморфического (мощность которого принята за 1) и базальтового слоев. Так, для месторождения Шалкия оно составляет 0,9 : 1,0 : 2,0, Миргалимсай — 0,8 : 1,0 : 2,3, Ачисай — 1,0 : 1,0 : 2,5, среднее — 0,9 : 1,0 : 2,26. Для других районов Каратау, не несущих оруденения, эти соотношения иные. Так, например, для Аксумбе-Кумыстинской подзоны они равны 0,15 : 1,0 : 1,0, Бешарыкской — 0,3 : 1,0 : 1,3 и т. п.

Таким образом, для районов промышленного свинцово-цинкового оруденения характерна земная кора с полно развитым вулканогенно-осадочным слоем, сопоставимым по мощности с гранитно-метаморфическим. Типична также высокая базальтонасыщенность земной коры: базальтовый слой превосходит по мощности гранитно-метаморфический в 2—2,5 раза, тогда как в безрудных районах это отношение близко к единице. Мощность гранитно-метаморфического слоя сокращается за счет увеличения мощности базальтового слоя.

С учетом особенностей глубинного строения проведено районирование Каратау (рис. 30). Глубинное районирование имеет много сходного со структурно-формационным по геологическим данным. Структурно-формационные зоны классифицированы по типам гранитно-метаморфического слоя, на котором они сформировались, соотношению мощности слоев земной коры, характерным элементам гравитационного поля и т. п.

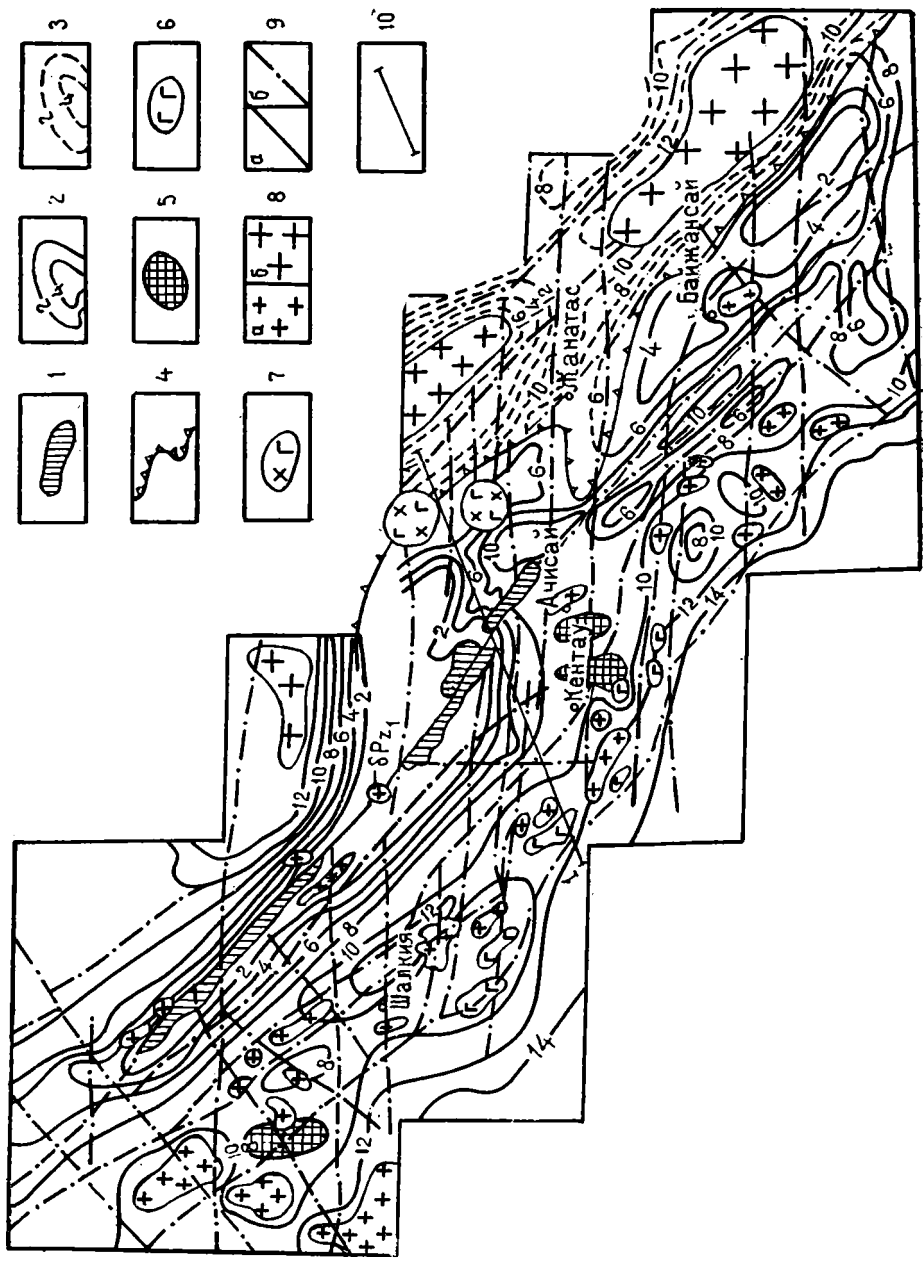
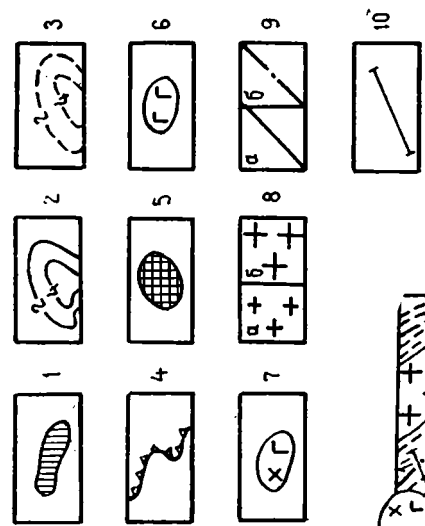
В Большекаратауской структурно-формационной зоне дополнительно выделен ряд блоков земной коры неодинакового глубинного строения (Осевого Каратау, Западно-Каратауский и др.).

Блок Осевого Каратау представляет собой горст, расположенный вдоль глубинного Каратауского разлома. Гранитно-метаморфический слой в его пределах попружен на глубину 1—4 км. Благодаря повышенному значению плотности пород этого слоя и его высокому гипсометрическому уровню, блоку соответствует положительная гравитационная аномалия. Судя по размерам последней, блок Осевого Каратау продолжается в юго-западном направлении под отложениями среднепалеозойского возраста Биресекской и Тегизтыкской синклиналей.

На попружающемся западном крыле этого блока расположен терригенный ордовикский прогиб. Мощность вулканогенно-осадочного слоя здесь колеблется от 4 до 12 км, гранитно-метаморфического — от 12 до 17 км, базальтового — от 17,5 до 22,5 км. Средняя мощность земной коры составляет 40—42 км, соотношение мощности базальтового и гранитно-метаморфического слоев — 1 : 2. Понижение уровня гравитационного поля в западном направлении увязывается с резким нарастанием мощности вулканогенно-осадочного слоя.

Рис. 29. Схемы, отображающие строение глубинных слоев земной коры Каратау.

Изогипсы поверхностей (км): А — Мохоровичича, Б — гранулит-базальтового слоя; линии равных мощностей (км): В — гранулит-базальтового, Г — гранитно-метаморфического слоев; 1 — изогипсы поверхностей и линии равных мощностей; 2 — контур выхода на поверхность палеозойских образований; 3 — сейсмические профили МОВЗ—ГСЗ, МПЗ, ГСЗ и др.



Западно-Каратауский блок с поверхности сложен терригенно-карбонатными отложениями девона и карбона, имеет синклиорное строение. Мощность осадочного слоя достигает 10—12 км, земной коры в целом — 40—42 км. Кровля базальтового слоя располагается на глубине от 17 до 22 км, гранитно-метаморфического — от 8 до 12 км. Зоне отвечает линза базальтового слоя повышенной мощности. Мощность гранитно-метаморфического слоя при этом сокращается до 5—7 км. В целом базальтовый слой превосходит по мощности гранитно-метаморфический примерно в 2 раза. В геофизических полях Западно-Каратауский блок фиксируется региональной полосой градиентов гравитационного поля, в магнитном — отрицательным фоном ΔT_a с локальными аномалиями разного знака изометричной и линейной формы.

Для Кокжотской зоны характерна положительная гравитационная аномалия высокой интенсивности, что обусловлено присутствием в ее основании метаморфических пород нижнего протерозоя.

По данным количественной интерпретации гравитационных аномалий, мощность вулканогенно-осадочного слоя здесь составляет 0—6 км, гранитно-метаморфического — 17,5 км. Гранитно-метаморфический слой либо выведен на эрозионный срез (Бессазский блок), либо погружен на глубину 1—6 км. Кровля базальтового слоя расположена на глубине 20—22,5 км. Отношение мощности базальтового и гранитно-метаморфического слоев составляет 1 : 1,5, общая мощность земной коры достигает 40—42,5 км.

По дополнительным особенностям геофизических полей в пределах этой зоны выделены три блока, различающиеся по соотношению глубинных структур и структуры поверхности.

Бессазско-Чулаккурганский блок проявляется положительной гравитационной аномалией высокой интенсивности, а также напряженным знакопеременным полем ΔT_a , с преобладанием крупных положительных аномалий высокой интенсивности. В его пределах широко развиты мезозой-кайнозойские отложения (за исключением центральной части, где обнажаются породы раннего протерозоя и рифея). Магнитные аномалии фиксируют глубинные интрузивные тела, предположительно габбро-граносиенитового состава.

Собственно Кокжотский блок также выражается положительной гравитационной аномалией высокой интенсивности и близким к нормальному значением поля ΔT_a . Гравитационная аномалия не может быть вызвана отложениями алевролитно-карбонатно-песчаниковой толщи кокжотской серии, имеющими плотность, близкую к средней плотности

Рис. 30. Глубинное строение Каратау по геолого-геофизическим данным.

1 — выходы на дневную поверхность пород основания; изоглубины (км) кровли гранитно-метаморфического слоя, установленной на основе совместной интерпретации материалов сейсмо- и гравиразведки; 2 — области развития раннепротерозойского сиалического цоколя; 3 — в пределах позднеордовикского новообразованного сиалического комплекса; 4 — граница разнотипного по развитию гранитно-метаморфического слоя; 5 — относительно поднятые локальные блоки, отмеченные положительными аномалиями Δg ; преимущественно слепые интрузивные тела, условно выделяемые по геофизическим данным; 6 — основного состава, отмечающиеся локальными положительными аномалиями Δg ; 7 — контрастного габбро-монцит-сиенитового состава, отмечающиеся локальными положительными магнитными аномалиями; 8 — существенно гранитного состава, отмечающиеся локальными отрицательными гравитационными аномалиями (a — в пределах Б. Каратау; b — в пределах М. Каратау); 9 — разломы, установленные по геологическим и подтвержденные геофизическими данными (a), по геофизическим данным (b); 10 — линия Туркестанского профиля

геологического разреза ($2,70 \text{ г/см}^3$), поэтому приходится предполагать наличие под отложениями этой серии на глубине от 1 до 3 км метаморфических пород нижнего протерозоя.

Кентау-Жанатасский блок близширотного направления разделяет Бессазско-Чулакурганский и Кокжотский блоки, отличается относительно пониженными значениями Δg . Количественными расчетами установлено, что в районе эпицентра аномалии высокоплотностной комплекс нижнего протерозоя погружен на глубину 4—5 км. Подобное погружение комплекса могло произойти в процессе формирования поперечного грабена в позднерифейско-ордовикское время. В современной структуре аномалия отвечает поперечному грабен-синклинорию.

Для Малокаратауской зоны характерны понижения аномального гравитационного поля и региональные гравитационные аномалии высокой интенсивности. В магнитном поле ей соответствуют положительные аномалии ΔT_a .

В структурном отношении Малокаратауская зона представляет собой древнюю осадочную террасу, на месте которой позднее сформировался терригенный прогиб. В пределах зоны на поверхность выходят отложения от верхнего рифея до среднего ордовика. Мощности осадочного, гранитно-метаморфического и базальтового слоев соотносятся как 0,8 : 1,0 : 1,5.

В итоге глубинного тектонического районирования выделены зоны (блоки), которые по соотношению глубинных слоев земной коры и их характеристике либо сближаются с рудными районами Каратау, либо резко отличаются от них. Этот фактор имеет прямое отношение к оценке перспектив каждой из выявленных зон. Впервые выделены поперечные структуры типа грабенов, сформировавшиеся вдоль широтных разломов. Наиболее крупным из них является Кентау-Жанатасский грабен.

ДОВЕНДСКИЙ ФУНДАМЕНТ КАРАТАУ И ПРИЛЕГАЮЩИХ РАЙОНОВ ТУРАНСКОЙ ПЛИТЫ

Изучение довендского фундамента Б. и М. Каратау с прилегающими районами Туранской плиты произведено по методике объемного анализа магнитометрических материалов (с привлечением гравиметрических данных), разработанной и апробированной при исследовании платформенных областей Сибири и Туранской плиты [Проводников, 1975, 1979, 1980].

Главная задача, решаемая на основе объемного анализа магнитного поля, заключается в разделении наблюдаемых аномалий по принадлежности их геологических источников к образованиям складчатого геосинклинального фундамента или платформенного чехла. При этом определяющими моментами являются снятие наложенных аномалий, обусловленных намагниченными породами чехла, учет зон интерференции, отбор подлежащих расчетам аномалий и выявление особенностей магнитного поля, отражающих тектоническое строение и состав пород довендского фундамента. Существенный элемент объемного анализа — выяснение соотношений глубин залегания их геологических источников, что дает возможность установить поэтажное распределение возмущающих объектов.

Напряженность магнитных аномалий чехла в среднем невысокая и составляет первые десятки гамм. Лишь в некоторых районах палеозойского обрамления с прилегающими к нему территориями она дости-

гает и даже превосходит напряженность аномалий от пород фундамента (отдельные участки Б. и М. Каратау и др.). Образования фундамента создают аномалии большего радиуса кривизны по сравнению с аномалиями чехла. Выдержанные по простиранию и значительной напряженности (до 400—600 гамм, иногда более), они прослеживаются часто на сотни километров. Из них для расчетов выбраны наиболее узкие (локальные) аномалии и аномалии с наибольшими градиентами. По этим аномалиям рассчитаны глубины залегания верхней кромки магнитоактивного этажа, соотносимой с кровлей довендских пород.

Определения глубин и других элементов залегания намагниченных тел выполнены с помощью палеток для осложненных полей, когда неизвестно положение нулевого уровня интерпретируемых аномалий [Проводников, 1963, 1975, 1980; Проводников и др., 1968, 1969; Бектелеуов, 1981]. Для расчетов использованы аномалии, снятые с карт графиков ΔT_a (в том числе построенных по картам изогамм высокоточных съемок), а не с магнитограмм. Это обстоятельство, а также трудности интерпретации, связанные с широким распространением намагниченных пород в палеозойском чехле, увеличивают погрешность расчетов глубин, возможно, до 10—15% на площади детальной высокоточной съемки и до 20% (в отдельных случаях больше) на территории съемок средней точности. Не исключена возможность занижения или завышения полученной поверхности фундамента относительно действительной на тех участках, где магнитоактивные образования не выходят на поверхность фундамента или где их практически нет.

Карты рельефа и петрофизического районирования фундамента с элементами его тектонического строения составлены в соответствии с методическими принципами и приемами, изложенными ранее [Проводников, 1975, 1980].

В целом примененная методика позволяет выявлять и проследить важнейшие черты строения фундамента непосредственно по первичным материалам, учитывая при этом характеристики физических полей в плане и распределение источников аномалий по глубине (объемно).

При интерпретации использованы материалы среднемасштабных съемок на территории (рис. 31), детальных съемок средней точности в пределах М. Каратау и высокой точности — в Б. Каратау. Учтены результаты увязочно-параметрических магнитометрических наблюдений, произведенных А. К. Бектелеуовым в Б. и М. Каратау; проанализированы гравиметрические, электро- и сейсмометрические материалы, а также данные бурения и геологических карт, составленных Ф. Я. Валеевым в 1982 г., под ред. С. Е. Чакабаева, В. Ф. Беспалова, И. И. Накитченко в 1979 г., В. Ф. Беспалова [1967], С. Г. Анкиновича [1961] и др.

Рельеф фундамента построен по данным более 1970 расчетных пунктов глубин, в том числе на территории Каратау по 255 пунктам. В 516 пунктах (из них 153 в Каратау) произведены определения глубин залегания намагниченных тел, выделенных в толще покровных отложений.

В результате объемного анализа аэромагнитных данных в пределах Б. и М. Каратау и прилегающих территорий Туранской плиты (см. рис. 32), в том числе на площадях выходов на дневную поверхность осадочных и магматических пород венд-палеозойского возраста, прослежено складчатое геосинклинальное основание. Слагающие его образования обнажаются в Улытауской и Кокчетавской антиклинорных зонах,

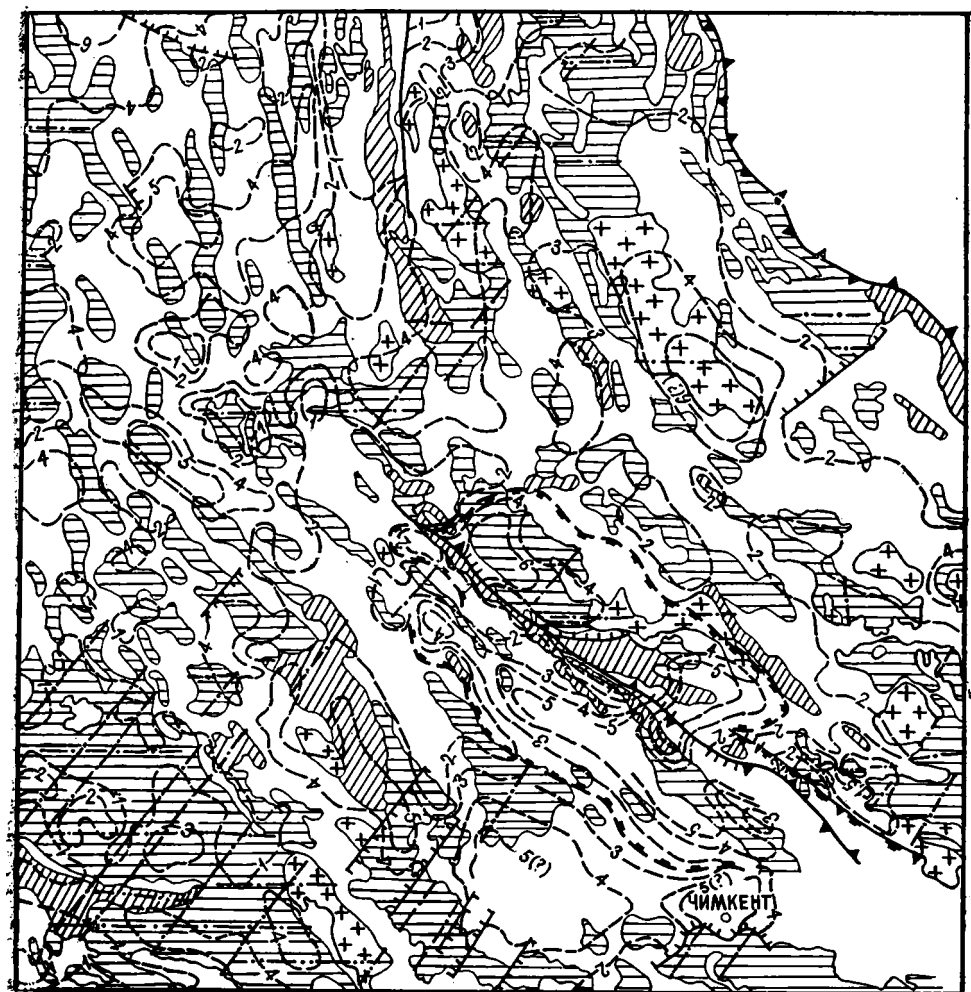


Рис. 31. Схематическая карта рельефа и петрофизического районирования довендского (преимущественно байкальского) фундамента восточной части Туранской плиты (упрощена, изогипсы местами разрежены). По данным съемок ΔT_a и Δg 1976 г. (дополнена в 1979—1984 гг.). Условные обозначения см. на рис. 32

Чуйской глыбе, в г. Букантау и в Б. Каратау. В Б. Каратау обнажены комплексы пород архея (?) — нижнего протерозоя (бессазская серия) и верхнего рифея (кайнарская и другие свиты). За исключением отдельных участков породы основания обуславливают главную составляющую аномалий магнитного поля и определяют его региональную структуру. То же наблюдается и по остаточным гравитационным аномалиям, хотя проявляется это менее четко. Простираения и контуры намагниченных тел основания часто не согласуются с элементами строения обнаженных вендских и палеозойских толщ. Однако нередко наблюдается общая соподчиненность структурных планов (черты унаследованного развития).

Основываясь на приведенных и других данных [Беспалов, 1971, 1975; Киселев, Королев, 1972; Проводников, 1979, 1980 и др.], можно считать, что в основании плиты преобладают комплексы пород байкальского (рифейского) возраста складчатости с отдельными ядрами более древних образований. Эти комплексы пород, включающие [Беспалов, 1975] всю складчатую структуру рифея, составляют фундамент изученной части Туранской плиты. «В позднем докембрии региона этап характеризуется сильнейшими складчатыми деформациями и интрузивным магматизмом» [Киселев, Королев, 1972, с. 59]. О байкальском (рифейском), не древнее, возрасте складчатости фундамента свидетельствует, как отмечалось [Проводников, 1979], также большая его подвижность по сравнению с фундаментом древних платформ, что устанавливается по элементам унаследованного развития фанерозойских структур. В них проявляются черты внутреннего строения фундамента и характера его поверхности.

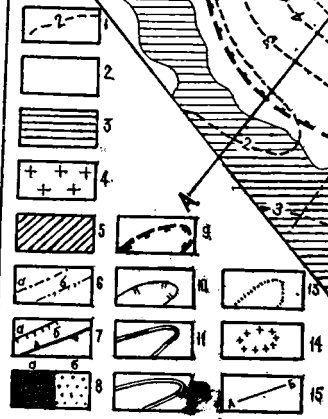
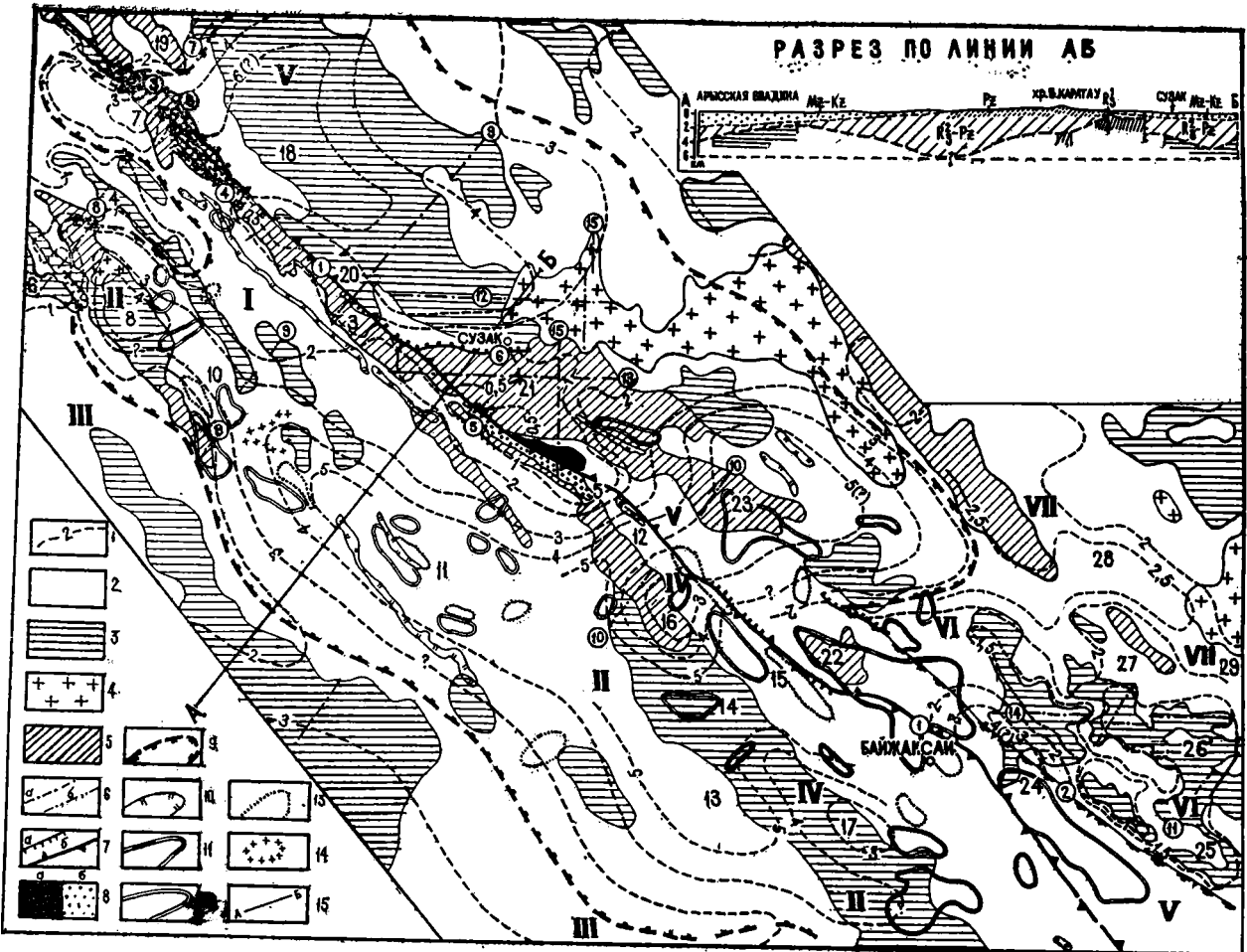
Таким образом, толщи венда — палеозоя, под которыми прослежены образования фундамента, к тому же на сравнительно малых глубинах (в исследованной части Туранской плиты в среднем до 2—4 км и более лишь в отдельных впадинах), должны быть отнесены к платформенному чехлу, несмотря на то, что они нередко интенсивно складчаты, метаморфизованы и в разрезах их представлены, часто широко, магматические образования [«магматический чехол», по Бушу, 1972; «доплитный» комплекс пород чехла в понимании Гарецкого, Шлезингера, Яншина, 1981]. Следовательно, на обширной территории Туранской плиты, где установлен довендский фундамент, залегающие на нем дислоцированные в результате наложенной активизации венд-палеозойские толщи являются доплитным чехлом молодой платформы с байкальским складчатым фундаментом.

На основании опыта аналогичных исследований в Сибири и Казахстане [Проводников, 1975, 1979, 1980], с учетом геологических исследований [Беспалов, 1971, 1975], правомерен вывод, что складчатые палеозойские комплексы пород следует рассматривать в качестве фундамента молодой платформы лишь в том случае, когда они слагают палеозойские глубококорневые эвгеосинклинальные складчатые сооружения с переработанным (не прослеживаемым по данным магнито- и гравиметрии), некогда их подстилавшим основанием, например, эвгеосинклинальные зоны герцинид Урала, каледониды Чу-Илийского геотектоногена [Щерба, 1970] и некоторые другие складчатые области Центрального Казахстана.

Главный итог изучения довендского фундамента Каратау и прилегающего региона — карты, отражающие рельеф, петрофизическое районирование и некоторые элементы тектонического строения фундамента (рис. 31, 32). Обратимся к их содержанию.

Поверхность фундамента, прослеженная на территории исследования, характеризуется рядом крупных валообразных поднятий и прогибов с системами четковидно расположенных впадин. Глубина залегания фундамента до 4—5 км, редко до 6—7 км. Лишь в Восточно-Тургайской впадине (севернее рамки рис. 31) он погружается до 8—10 км и, возможно, несколько более [Проводников, 1979; Проводников и др., 1984]. На юге эти поднятия и прогибы вытянуты в северо-западном направлении. К северу они, постепенно разворачиваясь, принимают положение, близкое к меридиональному, что соответствует общему простиранию петрофизических зон фундамента.

РАЗРЕЗ ПО ЛИНИИ АБ



ГКР является разграничительной линией, по которой стыкуются структуры по поверхности фундамента, с перепадом глубин на крыльях до 3—5 км и более. Довендский фундамент приподнят в осевой части северо-западной половины Б. Каратау (Курумсацкое, Кумыстинское и Мынжилкинское поднятия Большекаратауского сводового вала), в северо-восточном предгорье этой его половины (Бессазский выступ, расположенный южнее пос. Сузак), на Карамуруне (Акжарское и Чиилийское поднятия) и Даутском поднятии. Поверхность его здесь оприсована изогипсами 0,5 и 1 км. Юго-западнее Большекаратауского сводового вала и продолжающего его Чаынского вала, параллельно им, на глуби-

Рис. 32. Схематическая карта рельефа и петрофизического районирования довендского (преимущественно байкальского) фундамента Б. и М. Каратау, по данным съемок ΔT_a и Δg 1982 г. (дополнена в 1983—1984 гг.).

1 — изогипсы кровли намагнитченных пород складчатого метаморфизованного (метаморфического) и интенсивно проинтродуцированного фундамента (в км от уровня моря, знак минус опущен); 2 — осадочно-вулканогенные метаморфизованные и метаморфические породы с незначительным развитием намагнитченных их разновидностей и магматических образований; пониженное поле ΔT_a , сложное, чаще пониженное Δg ; преимущественно магматические, местами намагнитченные метаморфизованные (метаморфические), а также ожелезненные породы, выходящие на поверхность фундамента или залегающие на незначительной от нее глубине, на отдельных площадях могут быть корни интрузий палеозойского возраста; 3 — недифференцированного состава, сложные поля ΔT_a и Δg , 4 — кислого состава, аномалии ΔT_a , до средней напряженности, Δg понижено, 5 — основного — ультраосновного состава, ΔT_a до значительных величин, Δg повышено; 6 — глубинные разломы (мобильные, проницаемые зоны): а — по магнитометрическим данным, б — то же, в сочетании с положительными гравитационными аномалиями; 7 — разрывные нарушения: а — выраженные в рельефе фундамента перепадом глубин, б — по геологическим данным; 8 — выходы пород фундамента: а — бессазской серни, б — кайнарской свиты; 9 — контур многоэсинклинали Б. Каратау; контуры предполагаемых платформенных (доплитных) пород венд-палеозойского возраста, залегающих на образованиях фундамента; 10 — намагнитченных пород палеозойского возраста, обнаженных (?) или залегающих на глубине до 300—500 м от дневной поверхности, 11 — карбонатных пород в брахисинклиналих, локальные максимумы Δg , совпавшие с обнаженными турнейскими известняками брахисинклиналей, 12 — уплотненных пород в области локальных поднятий или карбонатных пород в брахисинклиналих, локальные максимумы Δg , 13 — амагнитных терригенных пород брахисинклиналей (грабенов?), локальные минимумы Δg , 14 — широкого развития гранитоидов, в том числе обнаженных близ Шалкин и вскрытых бурением западнее Карамуруны; 15 — линии геологических разрезов. Структуры по поверхности фундамента (римскими цифрами обозначены структуры первого порядка, арабскими — структуры второго и частично третьего порядка — поднятия и впадины): I — Большекаратауское сводовое поднятие (вал): 1 — Даутское, 2—4 — Северокаратауский свод, включая поднятия: 2 — Курумсацкое, 3 — Кумыстинское, 4 — Акжарское, 5 — Мынжилкинское, 6 — Чиилийское, 7 — Кыпшакадырское; II — Турланско-Боролдайский прогиб: 8 — Карамурунская, 9 — Чиилийский грабен, 10 — Шалкинская седловина, 11 — Миргалымсайская, 12 — Ачисайская седловина, 13 — Боролдайская, 14 — Арыстандинская седловина, 15 — Байжансайская; III — Яныкурганский вал; IV — Чаынский вал: 16 — Арыстандинское, 17 — Чаынское; V — Сузак-Кокжотский прогиб: 18 — Сузакская, 19 — Аксумбинское, 20 — Бақырлинское (выступ), 21 — Бессазский выступ, 22 — Кокжотское (горст), 23 — Чулакурганская, 24 — Кокжотский грабен; VI — Малокаратауское сводовое поднятие: 25 — Малокаратауский вал, 26 — Бийликольское, 27 — Кокталское; VII — Байкадам-Джамбулский прогиб: 28 — Байкадамская, 29 — Джамбулская. Разрывные нарушения (разломы), выраженные в рельефе фундамента (в кружках): 1 — Главный Каратауский разлом, 2 — Большекаратауский разлом, 3 — Аксумбинское, 4 — Курумсацкое, 5 — Актобинское, 6 — Сузакское; секущие глубинные разломы фундамента (мобильные проницаемые зоны) северо-восточного направления: 7 — Ащикольская, 8 — Карамурунская, 9 — Шалкинская, 10 — Ачисайская, 11 — Бийликольская; широтного направления: 12 — Интымакская (севернее пос. Сузак), 13 — Тегистыкская (южнее Сузака), 14 — Каратауская; меридионального направления: 15 — Мынжилкинская; зоны продольных (согласных) глубинных разломов возможны вдоль осей протяженных магматических тел

нах 1,5—2 км (на востоке — до 3 км) отмечается крупный Яныкурганский вал. Юго-западный склон его является северо-восточным бортом Арысской впадины Среднесырдарьинского прогиба. Турланско-Боролдайским прогибом он отделен от Большекаратауского и Чайанского валов. Турланско-Боролдайский прогиб протяженностью 280 км и шириной от 15—25 до 40—50 км осложнен Карамурунской, Миргалимсайской и Боролдайской впадинами, а также Шалкинской, Ачисайской и Арыстандинской седловинами. На юго-востоке к последним примыкает Байжансайская впадина. Во впадинах глубины погружения фундамента достигают 4—5 км и, возможно, более. В срединной части Миргалимсайской и в юго-западной части Боролдайской впадин намагнитченные породы в фундаменте не фиксируются и, следовательно, глубины по магнитному полю не определены. По гравиметрическим данным допустимо предположение, что фундамент залегает здесь на глубине более 5 км (см. рис. 32).

На всем протяжении ГКР с северо-востока к нему примыкает Сузак-Кокжотский прогиб, в пределах которого отмечаются наибольшие для этой части региона глубины залегания фундамента, возможно, достигающие 6—7 км. Здесь оконтуриваются Сузакская и Чулаккурганская впадины, разделяемые Бессазским выступом. На северо-западе выступ опрочен Сузакским разрывным нарушением, северное крыло которого опущено относительно южного на 2 км. В южной части Сузак-Кокжотского прогиба выделяется Кокжотский грабен, выполненный породами кокжотской серии венд-нижнепалеозойского (?) возраста. В центре грабена глубины залегания фундамента, вероятно, превышают 3—4 км (имеются единичные пункты расчетов глубин). Между Кокжотским грабеном и Чулаккурганской впадиной отмечается Кокжотское поднятие (горст), кровля фундамента регистрируется на глубине 1,5—2 км. Северо-восточнее Кокжотского грабена расположено Малокаратауское сводовое поднятие, в пределах которого выделяются Малокаратауский вал, Бийликольское и Коктальское поднятия. Глубина до фундамента не превышает здесь 1—2 км. Она достигает 3—4 км в Байкадам-Джамбулском прогибе.

Сложность и значительная дифференцированность магнитного и остаточного правитационного полей рассматриваемого региона в целом обусловлены в основном разнообразием пород фундамента по составу. Намагнитченные магматические породы широко развиты на изученной территории и отмечаются как на локальных, так и на обширных площадях. Более всего их на юго-западе региона. На площадях развития намагнитченных пород со сложным полем силы тяжести намечены лишь отдельные участки преобладания пород преимущественно кислого или основного (ультраосновного) состава. На всей остальной территории, как бы цементируя магматические тела, распространены осадочно-вулканогенные метаморфизованные и амагнитные метаморфические породы с незначительным включением намагнитченных их разновидностей и магматических образований (см. рис. 31).

В Б. Каратау фундамент обнажен в северо-западной части. Выходы пород в Бессазском выступе представлены бессазской серией (мощность более 2000 м) амфиболитов, гнейсов, кристаллических сланцев, мигматитов, мраморов. В магнитном поле эта серия прослеживается до Сузакского разлома. Она фиксируется полосчатыми аномалиями по простиранию пород этой серии в направлении, близком к широтному. Напряжения Z_n по наземным наблюдениям достигают здесь 500—1000 гамм

и более. С северо-востока и юго-запада комплексы пород бессазской серии ограничены (срезаны) образованиями фундамента северо-западного простирания и в целом представляют собой глыбу пород древнего возраста в окружении более молодых вмещающих. Обнаженные вдоль осевой части Б. Каратау складчатые верхнерифейские образования фундамента характеризуются тремя свитами: кайнарской (мощность 1200 м; магнитоактивные диабазы, спилиты, порфиры, а также туфы основного и кислого состава и метаморфические сланцы), бакарлинской и шованской (мощность 280—700 м; известняки, алевролиты, песчаники и метаморфические сланцы). По Ф. Я. Валееву, кайнарская свита подстилает шованскую и бакарлинскую свиты. По мнению других исследователей, она, наоборот, залегает выше последних. Намагнитенные образования кайнарской свиты (ΔT_a на высоте 100 м над обнажениями до 400—600 гамм) четко прослеживаются под покрывающими их более молодыми отложениями в северо-западном и юго-восточном направлениях.

По материалам новейших правимагнитных съемок в этом районе выделены площади распространения нерасчлененных магматических пород фундамента и среди них — основные и кислые разности. К востоку от Б. Каратау отмечается обширная территория с доминирующими образованиями основного состава. То же наблюдается в Карамуруне, южнее Шалкии и в М. Каратау. Отдельные гранитоидные тела фиксируются в Б. и М. Каратау.

Принятые подразделения пород фундамента и соответствующие характеристики магнитного и правитационного полей содержатся в легендах карт.

Намагнитенные магматические образования фундамента имеют северо-западное простирание на юге региона, в том числе в Б. и М. Каратау. В северной части Б. Каратау оно становится близким к меридиональному. Эти направления простираний пород, хорошо проявленные в магнитном поле, отражают единство плана развития складчатых структур фундамента всего изученного региона (см. рис. 31).

Исходя из того, что в фундаменте широко распространены магматические образования, нижние кромки которых отмечаются на глубине более 15—20 км (по ΔT_a), и что никакие другие, более или менее выдержанные, магнитоактивные поверхности ниже кровли фундамента не регистрируются (что говорит о распространении слагающих его комплексов пород на большие глубины), можно сделать вывод об эвгеосинклинальном развитии структур фундамента на обширной территории.

На закрытых площадях региона (см. рис. 31) по магнитным и правитационным аномалиям не выявлены древние срединные массивы. В дальнейшем, по данным высокоточных и детальных геофизических съемок, не исключена возможность обнаружения массивов, аналогичных Бессазскому, но, вероятно, не превышающих его по размерам. На участках, где байкальские структуры развивались по плану, унаследованному от нижнепротерозойских (карельских) дислокаций, образования последних не могут фиксироваться при современном уровне изученности региона геофизическими методами.

Выделены два типа тектонических нарушений: нарушения с перепадом глубин на крыльях и подвижные проницаемые зоны — зоны разломов фундамента, подразделяемые на поперечные (секущие) магмоконтролирующие и продольные (согласные) магмаподводящие.

Разрывные нарушения наблюдаются вдоль бортов впадин и грабе-

нов. Много их в юго-восточной части региона, тяготеющей к Тянь-Шаню, где они вытянуты в северо-восточном направлении, параллельно магмоконтролирующим разломам. В Б. Каратау они расположены преимущественно вдоль ГКР. Лишь единичные нарушения имеют здесь северо-восточное и широтное направления. Перепады глубин на крыльях разрывных нарушений достигают 2—3 км, максимальные — 5—6 км.

Следует отметить, что наиболее четко картируются секущие проницаемые зоны северо-восточного и широтного направлений, многочисленнее прежде всего в южной части исследованного региона. Прослеживаются они и в Каратау (см. рис. 32). Продольные зоны разломов возможны вдоль геометрических осей магматических тел, преимущественно наиболее крупных. Они характеризуются большой глубиной заложения (контролируют размещение интрузий, в том числе основного и ультраосновного состава) и могут быть отнесены к глубинным зонам разломов.

Расположение магматических тел в фундаменте и несмещение их при пересечении разломами (смещения редки и небольшой амплитуды, что может указывать на отсутствие значительных горизонтальных сдвигов приразломных пород) позволяют предположить, что большая часть зон разломов является следствием расколов и растяжений фундамента (типа трещин растяжения). Заметим, что характер сопряжения структур по поверхности фундамента в зоне ГКР (Кыпшакадырской и Сузакской впадин, а также Ачисайской седловины и Чулаккурганской впадины) допускает предположение о сдвинутости структур, расположенных юго-западнее разлома, на 15—25 км к северо-западу.

Отдельные особенности строения фундамента проявлены в характере залегания доплитных венд-палеозойских отложений, в частности, в крупных структурах чехла и в тектонических нарушениях. Главнейшие черты рельефа и внутреннего строения фундамента находят четкое отражение в крупных орографических элементах региона [Полканова, 1972]. Каратауское, Нуратау-Букантауское и Улытауское новейшие поднятия (морфоструктуры) и сопряженные с ними впадины вытянуты по простиранию складчатых комплексов фундамента, соответствуют, хотя и не равным по амплитуде, поднятиям и впадинам по поверхности фундамента. Прямой зависимости, возможно, подчинена большая часть ведущих палеозойских структур, хотя наряду с многочисленными проявлениями унаследованного развития палеозойских структур от структур фундамента на отдельных участках наблюдается полная перестройка структурных планов. Требуется более глубокое изучение вопросов формирования неоструктур в зависимости от возраста складчатости фундамента. Полезно выяснить, в частности, какие из известных закономерностей, установленных для эпигерцинской Западно-Сибирской плиты [Проводников, 1975, 1976], могут быть распространены и на территории Туранской плиты с довендским фундаментом.

В состав структуры Б. Каратау включены глубокие прогибы фундамента, сопряженные со сводовыми поднятиями, примыкающими к ГКР (см. рис. 32). По поверхности фундамента границы структуры не выражены уступом. Лишь на юго-восточном участке ее ограничивает Большешекаратауское нарушение. Мощность фанерозойских толщ нарастает от окраин к срединной части, достигая максимума в глубоких впадинах. Четко прослеживаемые внутри контура Большешекаратауской структуры непереработанные образования байкальского фундамента свидетельствуют о том, что фанерозойская структура Б. Каратау представляет со-

бой миогеосинклиналь (парагеосинклиналь), наложенную на фундамент. В ней отмечаются Кокжотский и Чиильский грабены. Другие известные в зоне ГКР грабены могут быть изучены по материалам крупномасштабных геофизических съемок.

Как указывалось, многочисленны факты зависимости структуры Б. Каратау от устройства фундамента. Развитие ее в фанерозойский этап связано с ГКР, определившим формирование приразломной наложенной миогеосинклинали и являющимся согласным разломом фундамента.

Структуры Малокаратауского сводового поднятия, фундамент которого фиксируется на глубине до 1,5—2 км и несколько более на севере, по-видимому, развивались независимо от Б. Каратау.

Изложенные данные о структуре поверхности, петрофизическом районировании и элементах тектонического строения довендского фундамента вносят принципиальную новизну в понимание геологического строения региона и, в частности, Б. и М. Каратау. Они важны при решении ряда структурно-тектонических вопросов, касающихся доплитных толщ фанерозоя, а также при оценке перспектив их металлоносности и нефтегазоносности.

Проявления элементов строения фундамента в доплитных венд-палеозойских отложениях рассмотрены выше. Геологические и геофизические данные по территории Каратау и обширных прилегающих к нему областей [Щерба, 1970, 1981; Абдулин и др., 1980; Проводников, 1979; Щерба и др., 1983] свидетельствуют о том, что формирование наложенных палеозойских складчатых, магматических и металлогенических зон и поясов во многом связано со структурно-тектоническим строением фундамента и характером его поверхности. Поэтому особенности рельефа и внутренней структуры фундамента с сетью глубинных разломов можно рассматривать как основу, определяющую общее направление поисков, а также уточняющую постановку более узких специфических задач в области металлогении фундамента и доплитных венд-палеозойских отложений. Заметим, что многие исследователи, изучающие зоны разломов и их рудоносность в обрамлении восточной части Туранской плиты, где обнажены палеозойские и более древние породы (в том числе одновозрастные с породами, слагающими фундамент), убедительно доказывают, что магмоконтролирующие и магмоподводящие зоны разломов являются рудоконтролирующими и рудоподводящими, а узлы пересечения их — наиболее перспективными для рудообразования.

Остановимся на некоторых особенностях строения фундамента Каратау, которые могут контролировать рудопроявления.

Секущие зоны разломов (проницаемые зоны) северо-восточного направления немногочисленны. В магнитном поле многие из них не обнаруживаются, однако наличие их можно предполагать на продолжении разломов, установленных юго-западнее Б. Каратау. Они возможны, в частности, на площади, расположенной северо-западнее Ачисайского разлома, и на других территориях Б. Каратау. Локальные гравитационные максимумы, вытянутые цепочкой в северо-восточном направлении близ Шалкии и Миргалимская, также могут свидетельствовать здесь о возмущающих образованиях, контролируемых зонами разломов. Секущие зоны разломов широтного и меридионального направлений прослеживаются в районе Сузака и на юго-востоке М. Каратау. Протяженные магматические тела, выделенные в фундаменте, возможно, следуют продольным зонам разломов.

Секущие и продольные зоны разломов и прежде всего узлы их пересечений являются не только наиболее интересными участками возможного рудопроявления в породах фундамента, но и вероятными унаследованными зонами поступления трансмагматических флюидов (рудоносных растворов) в доплитные отложения, где могут формироваться рудопроявления и, возможно, месторождения венд-палеозойского возраста. Такой механизм образования магматогенных месторождений отражен в работе Д. С. Коржинского и др. [1982]. Так как характер поверхности и глубина залегания фундамента во многом определяют строение ведущих фанерозойских структур и их мощность, то прогнозирование и поиски полезных ископаемых могут быть значительно более эффективны при одновременном изучении сквозного разреза фундамент — чехол.

Рассмотрим подробнее Турланско-Боролдайский прогиб, где произведены высокоточная съемка ΔT и более детальная, относительно окружающих его территорий, съемка Δg . Здесь известны Шалкиинское, Миргалимсайское, Ачисайское и Байжансайское стратиформные месторождения свинца, цинка и бария [Мирошниченко и др., 1982]. Обратим внимание на следующие структурно-тектонические особенности строения фундамента в районе этих месторождений.

Шалкиинское месторождение расположено в одноименной седловине, которая разделяет глубокие (более 4 км) впадины прогиба — Карамурунскую и Миргалимсайскую. Суммарная мощность венд-палеозойских отложений в районе месторождения составляет примерно 3200—3500 м. Близ Шалкии, в радиусе 5 км и более, в фундаменте отмечаются магматические тела, на севере не подразделенные по составу, на юге — преимущественно основные. Через них в северо-восточном направлении проходит фрагментарно намеченная зона секущего магмоконтролирующего разлома (Шалкиинская). В пределах прогиба эта зона образует два узла пересечения с возможными продольными разломами. Юго-восточнее Шалкии в фундаменте фиксируется небольшой массив гранитов. Возможно, это корень обнаженной здесь верхнепалеозойской интрузии.

Миргалимсайское месторождение расположено в одноименной обширной впадине с глубинами залегания фундамента 4—5 км, возможно, и больше. В 10 км к северу от Миргалимсая в фундаменте отмечается полоса пород основного состава, протянувшаяся в северо-западном направлении на 50 км, при ширине 2—7 км. Месторождение отстоит на 6 км к юго-западу от линии, продолжающей эту полосу на юго-восток. На остальной площади, прилегающей к месторождению, в фундаменте распространены амагнитные метаморфизованные и метаморфические породы.

Особенностью месторождения Ачисай является его приуроченность к полосе весьма интенсивного магнитного поля, увязываемого с предполагаемыми выходами на поверхность фундамента пород основного состава (кайнарской свиты верхнего рифея?). Эта полоса аномального магнитного поля протягивается в северо-западном направлении на 80 км, в районе Ачисая ее ширина 10 км. В срединной ее части, а возможно, и непосредственно в районе рудника предполагается зона продольного разлома. На расстоянии 2—5 км к юго-востоку от рудника зона эта образует с поперечной Ачисайской зоной узел пересечения, возможно, перспективный на руды. Глубина залегания фундамента здесь около 4200—4500 м.

В районе Байжансайского месторождения аэромагнитная съемка не завершена, поэтому данных о рельефе фундамента нет. Исходя из

общей конфигурации поверхности фундамента юго-западнее ГКР, можно предположить, что месторождение расположено в области максимально глубокого залегания фундамента Байжансайской впадины. Структурное положение участка с обнаженными породами предположительно кайнарской свиты (юго-восточнее месторождения) может быть выяснено после проведения здесь высокоточной аэромагнитной съемки.

Заслуживает особого внимания приуроченность известных стратиформных месторождений к оси прогиба, что, по-видимому, свидетельствует об их генетической общности. В связи с этим аналогичные месторождений следует ожидать в осевых зонах Турланско-Боролдайского прогиба с Ачисайским и Арыстандинско-Байжансайским ответвлениями его, в осевой зоне Чулаккурганской впадины, продолжающей Ачисайскую зону в северо-восточном направлении, а также в зонах максимальных глубин Сузакской и Кыпшакадырской впадин и Кокжотского грабена.

Остановимся на некоторых чертах строения доплитных венд-палеозойских отложений, выявленных по магнитным и гравитационным данным, представляющих интерес в связи с поисками руд.

Ведущие структуры венд-палеозойских отложений, установленные при изучении фундамента, рассмотрены выше. Интересны некоторые дополнительные сведения об их строении.

На территории, отснятой высокоточной съемкой ΔT , оконтурены полосы распространения приповерхностных (обнаженных?) или залегающих на глубине до 300—500 м от дневной поверхности намагниченных пород палеозойского возраста (см. рис. 32). Эти полосы намагниченных пород вытянуты вдоль зон разломов фундамента и в то же время по простиранию ведущих палеозойских структур, параллельно ГКР. В магнитном поле они выражены локальными аномалиями слабых напряжений, в среднем до 30—50 гамм, максимум 100—200. На территории Большекаратауского сводового вала они следуют отдельным геологическим границам (пластам), например, на границе, разделяющей средне- и верхнеордовикские отложения (по Ф. Я. Валееву и др.). В пределах Турланско-Боролдайского прогиба эти полосы секут пласты девона — карбона. Следовательно, можно предположить, что аномалии, по которым прослежены полосы намагниченных пород, фиксируют в первом случае зоны минерализации, согласные с напластованиями, во втором — минерализацию вдоль постскладчатых нарушений, или дайки магматических пород (?).

В Каратау, прежде всего в районе более детальных съемок Δg , оконтурены локальные максимумы и минимумы поля силы тяжести. Большая часть контуров локальных аномалий Δg в пределах Б. Каратау близка ранее выделенным В. Н. Любецким с сотрудниками. Глубины залегания их источников (0,2—1 км от дневной поверхности) рассмотрены в предыдущем разделе книги. Отдельные гравитационные максимумы совпали с брахисинклиналями, сложенными турнейскими известняками. Вероятно, эти известняки и явились в данном случае причиной создания максимумов Δg . На закрытых территориях гравитационные максимумы могут быть обусловлены также поднятиями карбонатных пород. Локальные минимумы Δg , возможно, фиксируют брахисинклинали (грабены?), заполненные относительно легкими амагнитными терригенными осадками. В пределах минимумов силы тяжести не наблюдаются даже слабые (до 10—15 гамм) магнитные аномалии, что, вероятно, исключает возможность обнаружения здесь гранитных мас-

сивов. Известно, что в природе встречаются амагнитные разности гранитов, но существование полностью амагнитных массивов гранитов, с их активным контактом с вмещающими породами, маловероятно. По этим же причинам вряд ли возможны амагнитные массивы основного состава в контурах положительных локальных аномалий Δg .

В заключение необходимо обратить внимание, что выявленные в Б. Каратау глубокие (до 5—6 км и, возможно, более) Миргалимсайская, Боролдайская и Байжансайская впадины Турланско-Боролдайского прогиба, а также Сузакская и Чулаккурганская впадины Сузак-Кокжотского прогиба представляют большой интерес с точки зрения их нефти-газоносности. Здесь весьма актуален вопрос об интенсификации соответствующих геолого-геофизических работ.

Следует отметить, что поверхность гранитно-метаморфического слоя, описанная в разделе «Глубинное строение земной коры», не тождественна поверхности довендского магнитоактивного фундамента. Это разные границы, полученные с использованием различных исходных геофизических материалов.

ХАРАКТЕРИСТИКА СТРУКТУРНЫХ ПОДРАЗДЕЛЕНИЙ

Тектоническое строение Каратау рассматривалось многими исследователями в связи с изучением Казахстана и сопредельных районов Средней Азии в целом и Каратау в частности [Галицкий, 1936, 1937, 1971а; Беспалов, 1971, 1975; Кассин, 1934а, б, 1938, 1947, 1952; Машкара, 1938, 1939; Макарычев, Пазилова, 1963, 1973; Николаев, 1933, 1959, 1961; Тектоническая карта СССР..., 1957, 1966; Тектоническая карта..., 1965, 1967, 1976; Эз, 1954, 1962 и др.; Ярмак, 1970, 1971; Абдулин, Зайцев и др., 1973; Абдулин, 1979; Абдулин, Шлыгин, 1983 и др.]. Несмотря на значительное количество работ, посвященных тектонике Каратау, вопросы этажного и зонального строения, установление возраста и характера границ структурных комплексов, этажей и их соотношения с границами хронотектонической шкалы оставались слабо освещенными и дискуссионными. Это обусловлено тем, что в основу тектонического районирования Каратау и выделения в нем крупных структурных элементов, определяющих особенности этажного и зонального строения земной коры, разными авторами были положены различные принципы. В связи с этим для Каратау сложились две противоположные схемы тектонического расчленения докембрийского разреза и понимания истории развития региона в докембрии. Согласно одной из них, получившей отражение на тектонической карте палеозойд Казахстана и сопредельных территорий под редакцией А. А. Абдулина и Ю. А. Зайцева [Тектоническая карта..., 1976], в Каратау, как и в целом Казахстанско-Тянь-Шаньском срединном массиве (Кокчетав-Тянь-Шаньская складчатая система), выделяются докаледонский (докембрийский) гетерогенный фундамент, каледонский и эпикаледонский дислоцированный чехол. В каледонский структурный комплекс включены формации верхнего рифея, венда и нижнего палеозоя как образования, сформировавшиеся в ходе единого геосинклинального этапа. В. Г. Королев [1961, 1967], В. В. Галицкий [1971а], Г. А. Ярмак [1971, Докембрий..., 1982] и др., относят кайнарские вулканы к позднедокембрийским орогенным формациям, выделяют их в раннебайкальский эпигеосинклинальный орогенный этап. Вендские отложения Каратау ими рассматриваются как формации, образовавшиеся после проявления складчатых движений в

конце рифея. Считается, что вендские толщи деформированы совместно с нижнепалеозойскими и составляют фундамент каледонского структурного этажа.

Сравнительный анализ рифейско-вендских отложений Каратау и смежных районов Казахстана и Киргизии показывает их эквивалентность как по особенностям фациальных, формационных признаков, так и по палеотектоническим условиям формирования. Бакырлинская карбонатная свита с остатками среднерифейских строматолитов и подстилающая карбонатно-терригенная пачка коррелируются по возрастным признакам, а также по фациальным и палеотектоническим условиям образования с карбонатно-терригенными отложениями отрауской серии Северного Тянь-Шаня, шарыкской, кожчетавской свит Кокчетавского и Улытауского районов Казахстана. Особенности сопоставляемых толщ являются их выдержанные на огромном пространстве мелководный морской фациальный состав и зрелость терригенных компонентов, что наряду с другими геологическими особенностями свидетельствует об их близости к платформенным образованиям. Эти отложения выделяются в ранг платформенного чехла. По возрасту завершения складчатости данный чехол является эпикарельским. В северных и центральных районах Казахстана в основании чехла отчетливо выражено крупное структурное несогласие [Зайцев, Филатова, 1971]. В Каратау нижняя граница бакырлинской свиты и подстилающей карбонатно-терригенной пачки не известна. Эта свита перекрыта осадочно-вулканогенной свитой верхнего рифея, формировавшейся в мелководной и континентальной обстановках. Некоторые трахилипаритовые покровы отличаются признаками наземных излияний (игнимбриты, сферолиты и т. д.). Протяженность кайнарской свиты в виде узкого вулканического пояса, специфический состав продуктов извержений (трахилипариты, прахибазальты) указывают на связь вулканизма с процессами континентального рифтогенеза. Судя по залеганию кайнарской вулканической свиты верхнего рифея на бакырлинскую терригенно-карбонатную свиту среднего рифея и по аналогичным взаимоотношениям их возрастных эквивалентов других регионов Казахстана, можно сделать вывод о том, что рифтогенные прабены позднего рифея в Каратау и сопредельных регионах закладывались на древних стабилизированных структурах платформенного типа.

Фундамент древней платформы неоднороден. Он состоит из карельского и докарельского складчатых комплексов. В Каратау из комплекса основания древнего платформенного чехла обнажаются только гранитизированные глубоко метаморфизованные породы основного состава нижнего протерозоя в Бессазском блоке.

В позднем рифее (в кайнарское время) чехол древней платформы в связи с рифтогенезом был вовлечен в прогибание. В последующие эпохи, т. е. в венде и раннем палеозое, чехол платформы продолжал прогибаться. Естественно предположить, что в процессе рифейско-вендских и раннепалеозойских прогибаний региона эпикарельский чехол испытывал конседиментационную деформацию совместно с сформировавшимися на его поверхности рифтогенно-геосинклинальными формациями. Однако структурные формы конседиментационной деформации расшифровываются фрагментарно в связи с наложением на них складчатых форм завершающей фазы каледонского и герцинского тектогенеза. Наложенные на эпикарельский чехол и верхнерифейско-вендские вулканогенные и осадочные формации эндогенные явления (складча-

тость, метаморфизм, внедрение интрузий), связанные с каледонским и герцинским диастрофизмом, создают ложное впечатление о проявлении эндогенных процессов, сопряженных с собственно байкальским тектогенезом геосинклинальной природы. Мнение о структурном единстве карбонатных толщ бакырлинской свиты среднего рифея и осадочно-вулканогенной кайнарской свиты верхнего рифея Каратау, сформировавшихся в течение байкальского этапа, складывалось еще и потому, что между указанными свитами не наблюдается заметного структурного несогласия, которое бы свидетельствовало о тектонических перестройках между ними. М. В. Муратов отмечал, что в структурах рассматриваемого типа лишь в частных случаях со следами перерыва или слабого несогласия геосинклинальные формации налегают на платформенный чехол, но в большинстве случаев структурные несогласия между ними не выражены. На северо-западном продолжении Каратауских структур, в Улытау, на этом стратиграфическом уровне структурные несогласия выражены в основании коксуйской серии. Замечено, что в структурах данного типа значительные перерывы фиксируются не в основании геосинклинальных комплексов, налегающих на платформенный чехол, а в подошве этого чехла, перекрывающего складчатый фундамент платформы (срединного массива). Подобные структурные соотношения платформенного чехла с перекрывающими геосинклинальными комплексами свидетельствуют о том, что формирование последних могло начинаться без проявления фазы складчатости. В северных частях Кокчетав-Тянь-Шаньского срединного массива в основании платформенного чехла наблюдается крупное угловое несогласие. Проявление подобного несогласия в основании платформенного чехла вполне понятно. Крупный перерыв и площадное денудационное срезание структур происходит в течение платформенного этапа перед формированием собственно платформенного чехла. Сложность и вместе с тем важность выявления нижней границы геосинклинального комплекса в складчатых системах, развитых на фундаменте древней консолидации, не раз отмечали М. В. Муратов и др. [1967, 1968].

Относительно вендских отложений, рассматриваемых некоторыми исследователями в качестве позднебайкальских орогенных формаций, следует отметить, что этим толщам больше свойственны отличия от указанных формаций, чем сходство. Орогенные процессы знаменуют воздымание поверхности древней земной коры и формирование орогенных зон, в пределах которых происходит накопление молассовых отложений. По данным литолого-фациальных исследований в Большом Каратау [Тажибаева, Азербаяев, Фазылов, 1985], вендские толщи являются непрерывной трансгрессивной серией отложений, сменяющихся выше батинальными тонкозернистыми некомпенсированными осадками лептогеосинклинального типа. Формирование этих осадочных формаций связано обычно с проявлением нисходящих тектонических движений, а не восходящих, как это имеет место в орогенную эпоху.

Отличительной чертой позднерифейско-вендской палеотектонической и палеогеографической обстановки в Каратау является то, что прогибы (рифтовые грабены) были строго линейны и обладали значительной протяженностью. В орогенных же областях, как отмечают многие исследователи [Херасков, 1967 и др.], прогибы менее линейны и почти изометричны, часто изогнуты в плане. Каратауский регион отличался выдержанными линейными структурно-формационными зонами в позднебайкальском и раннекаледонском этапе геологической истории. Таким

образом, вендские прибрежные морские отложения являются базальными слоями нижнепалеозойских геосинклинальных формаций и составляют с последними, в сущности, совокупность осадочных толщ (групп формаций) единого тектонического цикла, соответствующего во времени позднебайкальской — раннекаледонской эпохам.

В Каратау отчетливо обособляются следующие структурные комплексы и этажи и латеральные структурно-формационные зоны: 1) карельский складчатый комплекс; 2) эпикарельский дислоцированный чехол; 3) позднебайкальско-каледонский комплекс, состоящий из структурно-формационных зон; 4) герцинский этаж; 5) альпийский этаж.

КАРЕЛЬСКИЙ СКЛАДЧАТЫЙ КОМПЛЕКС

Данный структурный комплекс представлен многократно метаморфизованными породами нижнего протерозоя, обнажающимися в Кожотовской зоне в пределах Бессазского блока, расположенного у северо-восточного подножия г. Мынжилки в зоне ГКР. Нижняя граница комплекса не установлена. От более молодых складчатых комплексов карельский структурный комплекс отделяется крупным стратиграфическим и азимутальным несогласием. Согласно взглядам Г. И. Макарычева, В. И. Пазиловой [1973], эти складчатые комплексы, представленные офиолитовой ассоциацией нижнего — среднего рифея, составляют единое целое с верхнерифейской осадочно-вулканогенной толщей (кайнарская свита) — серию эвгеосинклинальных формаций. Эти исследователи в представлениях о геологическом строении Каратау допускали существование в раннем — среднем рифее океанической и переходной коры типа островной дуги в позднем рифее. В позднем рифее, по мнению указанных исследователей, намечается уже полный профиль земной коры континентального типа.

Детальные структурно-петрологические исследования позволили разработать структурно-метаморфическую шкалу, с помощью которой удалось не только по-новому расчленить бессазские метаморфиты и раскрыть закономерную направленность эндогенных процессов, преобразовавших их, но и реставрировать их первоначальную формационную принадлежность и сопоставить со специфическими зеленокаменными поясами раннедокембрийских структур.

По данным М. А. Касимова, складчатые структуры карельского комплекса несут признаки многократных воздействий деформации при закономерно изменяющихся полях тектонических напряжений и термодинамических режимов. На ранних стадиях деформации в пластической среде глубинных зон земной коры, характеризовавшейся достаточно высокотемпературными условиями и режимом средних давлений (условия высокотемпературной субфации амфиболитовой фации, $T=650—800^{\circ}$, $P=3—11$ кбар), сформировалась система узких изоклинальных складок. Она фрагментарно фиксируется в скиалитовых массивах, блоках и линзах различных размеров (см. рис. 2, поля с вертикальной штриховкой), представленных мелкозернистыми амфиболитами и кристаллическими сланцами бессазской серии. Скиалиты первоначального метаморфического субстрата бессазской серии заключены в широких полях диафторитов, которыми занята большая часть рассматриваемого блока (см. рис. 2, поля с точечным крапом). Диафториты представлены крупнокристаллическими лейкократовыми, меланократовыми амфи-

болитами, плагиоклаз-амфиболовыми гнейсами грубополосчатой текстуры, а также амфибол-биотитовыми, амфибол-биотит-хлоритовыми, биотит-хлорит-мусковитовыми и хлоритовыми сланцами. Перечисленные породы совместно с первичным метаморфическим субстратом бессазской серии смяты в систему открытых брахиформных складок, но уже в условиях эпидот-амфиболитовой ($T=500-650^{\circ}$, $P=7-10$ кбар) и зеленосланцевой ($T=350-550^{\circ}$, $P=7-10$ кбар) фаций. В этих условиях проявилась хрупкая деформация, с которой связано формирование интенсивного кливажа и открытых брахиформных складок.

В современном структурном плане Бессазского тектонического блока установлены две крупные антиклинали, разделенные протяженной, сложно построенной синклиналью и относящиеся к упомянутой системе складок первой генерации. Простираие осевых линий и шарниров складок этой системы северо-восточное и субширотное (см. рис. 2). Наиболее полно представлены Жунусатинская и Койбагарская антиклинали. Менее выражены Иенкылыкская и Каратасская синклинали.

Жунусатинская антиклиналь расположена в юго-восточной части Бессазского блока. Ее ядро частично вскрывается у восточного борта одноименного ручья. Непосредственному наблюдению доступны лишь часть ядра и западное крыло. Восточное крыло, а также ее южная периклираль срезаны разломами субширотного простираия. Северная периклираль сорвана также разломом, ограничивающим с севера Бессазский тектонический блок. Протяженность уцелевшей части Жунусатинской антиклинали 600 м, а ее поперечника 300 м. Ядро антиклинали сложено кристаллическими сланцами карагузского комплекса бессазской серии. Западнее крыло антиклинали фиксируется по выходам мигматизированных и гранитизированных мелкозернистых амфиболитов и сланцев жунусатинского комплекса. Очертание складки оконтуривается зеркалом малых сжатых изоклинальных складок. Осевые поверхности последних параллельны крыльям собственно Жунусатинской антиклинали и наклонены на восток-юго-восток под углом $45-50^{\circ}$. Мелкая складчатость тесно сочетается с вязкими разрывами, параллельными осевому кливажу.

С западным крылом Жунусатинской антиклинали сопряжена Иенкылыкская синклиналь. Строение синклинали осложнено внедрениями массивов габброидов, полями метасоматических плагиогранитов, наложением складок и разрывов, связанных с последующей тектонической деформацией, проявившейся в условиях уже более низких ступеней метаморфизма эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. В скитах, фиксирующихся среди полей диафоритов, в междуречье Итмурун — Иенкылык отчетливо картируются фрагменты первичных узких синклинальных ядер (см. рис. 2, поля с вертикальной штриховкой). В качестве примера рассмотрим фрагмент Иенкылыкской синклинали серповидной формы. Ось этой синклинали, плавно изменяя ориентировку в плане от северо-восточного простираия на запад-юго-запад, а затем на юго-запад-юг, согласно обрамляет Алмалинский плутонический массив габбро. Шарниры складок, воздымаясь и погружаясь по простираию, обрисовывают закономерную систему линий пересекающихся складок. Из системы складок наиболее поздними являются складки открытого типа (см. рис. 2, оси данных складок показаны большими светлыми стрелками), сформировавшиеся в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. Возрастные соотношения изоклинальных и открытых складок отчетливо устанавливаются по особенностям

разновозрастных и разнофациальных минеральных парагенезисов полиметаморфических пород, которыми сложены эти складки. На левом борту долины руч. Итмурун против «Урюкового сада» плоскостные элементы крупнокристаллических амфиболитов и амфиболовых гнейсов (см. рис. 2, пункт 20), сохраняя в целом северо-восточную ориентировку мелкозернистых амфиболитов высокотемпературной субфации амфиболитовой фации, секут замки изоклиальных складок, сложенных мелкозернистыми амфиболитами. Последние фиксируются в полях крупнокристаллических амфиболитов в виде скиалитов (см. рис. 2, поля с вертикальными штрихами).

Алмалинский массив габбро с севера обрамляется стратифицированными породами жунусатинского комплекса бессазской серии. Эти породы слагают прерывистую моноклиналиную структуру, ограниченную с севера крупным разломом, являющимся одним из оперяющих разрывов основного шва ГКР. Западнее руч. Каратас данная моноклинали сопрягается с узкой, одноименной с ручьем синклиналью, отчетливо подчеркнутой маркирующим пластом светлых мраморов. Простирание этой складки субширотное, т. е. согласно с простиранием линии ГКР. Ее протяженность 900 м, поперечник 200 м. Северное крыло структуры частично сорвано кливажным разрывом, параллельным осевой плоскости.

Западнее Каратасской синклинали кулисообразно расположена Койбагарская антиклиналь с широким (650 м) размахом крыльев. Протяженность антиклинали 1000 м. Ядро сложено породами карагузского комплекса бессазской серии, рассланцованными и диафторированными в эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фациях. Среди сланцев ядра данной структуры фиксируются будины мелкозернистых амфиболитов различных форм. В будинах отмечаются обрывки мелких изоклиальных складок (см. рис. 2, по руч. Токтыбай), подобных по морфологическим особенностям Жунусатинской антиклинали. Их шарниры погружены на восток в сторону Каратасской синклинали. Контур замыкания Койбагарской антиклинали на местности не устанавливается в связи с интенсивным расщеплением ее замка кливажными разрывами и наложением дислокационного метаморфизма. Эта особенность замковой части Койбагарской антиклинали свидетельствует об ее интенсивной тектонической переработке. Породы, слагающие Койбагарскую антиклиналь, также испытали диафторез, изменивший их первичный состав и текстуры.

В заключение отметим особенности наложенных складок открытого типа. Конфигурация этих складок устанавливается по ундуляции их шарниров и по приуроченности к их структурным элементам минеральных новообразований. Особенностью наложенных складок является также то, что они фиксируют собой деформации сплющивания, обусловленные диапироидным перемещением из глубинных зон в верхние уровни земной коры гранитизированных пород бессазской серии и габбровых плутонов. Эти складки могут идентифицироваться со складками общего смятия.

ЭПИКАРЕЛЬСКИЙ ДИСЛОЦИРОВАННЫЙ ЧЕХОЛ

Эпикарельский дислоцированный чехол сложен карбонатно-терригенными и карбонатными отложениями среднего рифея мелководной морской фации, формировавшейся в платформенных условиях. В современном срезе выходы пород данного структурного этажа (бакырлинская

свита) прослеживаются на северо-восточном склоне Каратау вблизи ГКР. Стратиграфические контакты бакырлинской свиты с кайнарской установлены В. Г. Королевым, А. А. Недовизиным на правом склоне долины р. Суындык (у род. Шага), в междуречье Суындык — Каратур, по логу Актымасай. Нечетко выраженное взаимоотношение между бакырлинской и кайнарской свитами приводило некоторых исследователей к выводу об их принадлежности к единому структурному комплексу. Считалось, что породы этого этажа формировались в геосинклинальных условиях. Данные последних лет свидетельствуют о том, что дислоцированность пород бакырлинской свиты обусловлена каледонскими и герцинскими тектоническими движениями.

Структурный анализ показывает, что для данного этажа, так же как и для каледонского, характерен единый план зонального распределения различной по форме и генетическому типу складчатости. Такая особенность структурных этажей обусловлена, как нам представляется, тем, что при эндогенной активизации, начавшейся в позднем рифее и завершившейся в позднем ордовике, породы эпикарельского чехла и формировавшиеся на нем рифтогенные и геосинклинальные формации позднего рифея — раннего палеозоя подвергались складкообразованию. Особенно благоприятными для этого были зоны тектонических уступов между крупными геоблоками региона, которым отвечают современные выходы Большекаратауской, Кокжотской и Малокаратауской структурно-формационных зон. Рассматриваемый структурный этаж обнажается лишь в зоне ГКР в пределах Каратау, поэтому только здесь можно определить складкообразующую роль уступов ГКР. В Каратау выражено зональное распределение складчатых структур различных типов.

Сжатые изоклинальные складки течения, сопряженные с вязкими разрывами, фиксируются в зоне соприкосновения двух геоблоков (Большекаратауского и Кокжотского), пространственно совпадающей с зоной ГКР, а в осевой части Большекаратауского геоблока развиты структурные элементы с более слабым проявлением деформации — глыбовая складчатость, ограниченная с обеих сторон разрывами, согласными с их осевыми плоскостями. Вблизи основного шва ГКР на северо-восточном склоне Каратау, среди деформированных толщ бакырлинской и кайнарской свит, наблюдаются будинированные тела глыб и линз осадочных пород кембрия, ордовика, девона. Нередки случаи аллохтонного залегания бакырлинской и кайнарской свит, а также пород палеозоя в виде пластин как на пенепленизированной в позднем мелу поверхности раннедевонского складчатого кристаллического комплекса Бессазского блока, так и на породах мезозой-кайнозойского (до миоценового) платформенного чехла, причлененного к северо-восточному подножию Б. Каратау по плоскости разрыва ГКР. Такое структурное залегание эпикарельского чехла обусловлено тектоническим подъемом Большекаратауского геоблока относительно Кокжотского в альпийский эпиплатформенный орогенез. Поднятые из глубинных зон массивы и глыбы верхнерифейских, венд-нижнепалеозойских складчатых геосинклинальных комплексов, в том числе «припаянных» к ним снизу терригенно-карбонатных толщ эпикарельского чехла, более тяжелых, чем породы мезозой-кайнозойского чехла, в верхней части разваливались в стороны в результате гравитационного эффекта, что приводило к преобразованию вертикальных глубинных разрывов в наклонные.

Таким образом, отчетливо выражены следы неоднократных структурных, динамометаморфических (и динамотермальных в отдельных

случаях) преобразований эпикарельского чехла за длительный период истории развития Каратау. Элементами ранних консолидационных деформаций эпикарельского чехла являются, видимо, крупные складки изгиба, чаще всего коробчатого типа. Антиклинальные складки данного типа характеризуются относительно широкими сводами с достаточно пологими ($20-30^\circ$) крыльями, падающими в противоположные от свода стороны. Субвертикальное залегание бакырлинской и кайнарской свит фиксируется на северо-восточном склоне Б. Каратау, вблизи основного шва ГКР. Здесь наблюдаются даже запрокинутые на северо-восток слои указанных свит.

ПОЗДНЕБАЙКАЛЬСКО-КАЛЕДОНСКИЙ КОМПЛЕКС

Отложения верхнего рифея, венда и раннего палеозоя по особенностям состава, соотношений с подстилающими и перекрывающими толщами, а также характеру складчатости обособляются в самостоятельный комплекс, занимающий определенное место в структуре региона между эпикарельским чехлом и герцинским складчатым комплексом. Его нижняя граница установлена только в Большекаратауской структурно-формационной зоне. Она соответствует поверхности, разграничивающей кровлю бакырлинской свиты среднего рифея (платформенная формация) и подошву осадочно-вулканогенной кайнарской свиты верхнего рифея. Верхняя граница комплекса выражена предживетской поверхностью размыва, которая формировалась с конца ордовика до среднего девона.

Описываемый структурный комплекс по наличию перерыва и несогласия между кайнарской вулканогенно-осадочной свитой позднего рифея и непрерывной трансгрессивной серией отложений венда — раннего палеозоя подразделяется на позднебайкальский и каледонский этажи. Последний по фациальному и формационному составу осадочных толщ разделяется на нижний, средний и верхний подэтажи. Формации подэтажей характеризуются закономерным изменением литолого-фациального состава по латерали и вертикали, отражая специфические черты тектонического развития структурно-формационных зон. Последние разграничены долгоживущими глубинными разломами и представляют собой, по существу, тектонические блоки. С юго-запада на северо-восток выделяются Большекаратауская и Малокаратауская зоны. Глубинные разломы, разграничивающие структурно-формационные зоны в течение рифтогенного и геосинклинального развития, контролировали осадконакопление, магматизм и складчатые деформации. Из таких разломов наиболее важным является Главный Каратауский. С его возникновением связано формирование рифтогенного вулканического пояса позднего рифея, который фиксирует границы ранней стадии заложения палеорифтового грабена, пространственно совпадающие с современными границами Большекаратауской структурно-формационной зоны. Вулканогенно-осадочные толщи верхнего рифея слагают позднебайкальский этаж, ограниченный с северо-востока и юго-запада глубинными разломами. Породы данного этажа формировались в Большекаратауской структурно-формационной зоне, представлявшей собой узкий грабен, ограниченный с юго-запада и северо-востока флексурами глубинных разломов. В первичном рифтогенном грабене при режиме сжатия формировалась внутриразломная складчатость, которая в современном тектоническом плане прослеживается в виде осевой зоны (в ядре) круп-

ного каледонского «одностороннего полуобращенного антиклинория» [Паталаха, Гиоргбиани, 1975]. Другие структурно-формационные зоны в это время (кайнарско-шованский интервал позднего рифея) развивались в иной палеотектонической обстановке. Формации описываемого структурного этажа вскрываются в ядрах антиклиналей осевой зоны Б. Каратау и на его северо-восточном склоне. Крылья антиклиналей сложены терригенными породами венда и кембрия.

Вендские отложения слагают нижний структурный подэтаж каледонского этажа. В их основании находятся грубообломочные базальные слои прибрежно-морской фации, со скольжением возраста нижней границы. В этой специфической особенности нижней границы рассматриваемых слоев проявлена своеобразная обстановка вендского палеоландшафта и направленность морской трансгрессии в Каратау. В Большекаратауской структурно-формационной зоне вендские отложения залегают на размытой поверхности карбонатной толщи эпикарельского чехла (на бакырлинской свите среднего рифея), а в северо-восточной полосе — на породах кайнарской и шованской свит верхнего рифея. Толщи венда в Б. Каратау представлены трансгрессивной карбонатно-терригенной формацией, а в М. Каратау — пестроцветными карбонатно-тефроидными осадками. Мощность вендских отложений в первом меньше. В вендское время Большекаратауская структурно-формационная зона развивалась в режиме некомпенсированного прогибания, в Малокаратауской прогибание компенсировалось осадконакоплением.

Средний структурный подэтаж каледонского этажа охватывает отложения кембрия — среднего ордовика, отличающихся разнообразием фациальных особенностей. В Б. Каратау кембрийские осадочные толщи непрерывно наращивают разрез вендских образований. Нижняя часть кембрийских толщ здесь представлена известково-кремнистыми осадками глубокого шельфа, а верхняя — доломитово-известковыми осадками континентального склона и его подножия. В М. Каратау кембрийские осадки представлены доломитами, кремнистыми, кремнисто-глинистыми фосфатоносными отложениями в основании разреза, а в верхней части — доломитами и известняками. Эти осадки относятся к шельфовым образованиям. Особенности палеотектонической и палеофациальной обстановки данного периода развития Каратау представляют качественно новый этап развития региона, с которым связано прогибание.

Указанные особенности Каратау согласуются с общей палеотектонической обстановкой перехода к геосинклинальному этапу развития Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского пояса. Ранее А. А. Абдулин и А. Е. Шлыгин [1982] отмечали, что в истории формирования этих сегментов эволюция геосинклинального развития выразилась в конце венда — начале кембрия в переходе к активным растягивающим движениям. Тенденция к растяжению приводила к морским трансгрессиям и проявлению зон раздвига с субокеанической корой на отдельных участках Казахстана, Средней Азии и излиянию мантийных базальтовых магм, проникновению глубинных флюидов. Палеотектоническая обстановка, возникшая в Каратау в кембрии, сохранялась в раннем и среднем ордовике. Поэтому ниже-среднеордовикские толщи в комплексе с кембрийскими отложениями выделяются в единый структурный подэтаж, сформировавшийся в начальную стадию каледонского геосинклинального развития.

Верхний структурный подэтаж каледонского этажа состоит из песчано-алевролитовой формации среднего — верхнего ордовика. Она

развита только в Большекаратауской структурно-формационной зоне. Комплекс осадочных пород, представлявший собой регрессивную серию, формировался в стадию частной инверсии каледонской геосинклинали. С общей инверсией сопряжены главная фаза складчатости, внедрение жильных тел сиенитовых порфиритов и пород, превратившихся в листвениты в Б. Каратау, крупных гранитовых плутонов в М. Каратау и малых гранитов в Кокжотской зоне. На месте Каратауского геосинклинального прогиба возникли «односторонние полуобращенные антиклинории» (в Большекаратауской структурно-формационной зоне с наиболее приподнятой юго-западной частью) и синклинии [Паталаха, Гиоргбиани, 1975]. Для них характерны мелкие складки, параллельные региональным разломам, разграничивающим как структурно-формационные зоны, так и отдельные блоки. В Каратау устанавливаются три категории складок: антиклинории и синклинии, являющиеся складчатостью первого порядка, относительно крупные антиклинории и синклинии второго порядка, осложняющие антиклинории и синклинии, и, наконец, мелкие складки (шириной от сотни метров до микроскопических), дополнительно осложняющие складки первого и второго порядков.

В ядре антиклинория Большекаратауской структурно-формационной зоны обнажаются породы эпикарельского чехла, а также осадочно-вулканогенные образования верхнего рифея в виде пластинчатых блоков и линз вдоль ГКР. Ядра обрамляются толщами венда, кембрия и отчасти нижнего — среднего ордовика. Породам, слагающим каледонский антиклинорий, свойственны осложняющие малые сжатые складки, ориентированные параллельно системе разрывов, параллельных ГКР. Зеркала мелкой складчатости оконтуривают крупные складки каледонского синклинория (необращенного), представляющего собой пологую простую структуру, осложненную мелкими сжатыми складками. Синклинорий Б. Каратау образован отложениями верхнего ордовика, т. е. породами верхнего структурного подэтажа каледонского этажа. Для синклинория типична асимметричная форма складок с падением их осевых поверхностей к север-востоку и постепенным уменьшением углов наклона с северо-востока на юго-запад от 90° до 20° [Паталаха, Гиоргбиани, 1975].

В процессах складкообразования большую роль играли крупные разломы. В формировании складчатых структур первого и второго порядка глыбовой природы определяющее значение имели региональные разломы: Главный Каратауский, Большекаратауский, Малокаратауский, Аксайский, Ушбулакский и др. Эти разломы предопределили внутреннее строение, масштаб проявления и ориентировку складчатых зон на уровне антиклинориев, синклинориев.

Анализ складчатых структур Каратау, выполненный Е. И. Паталахой и Т. В. Гиоргбиани [1975], показал, что приразломным смятием, вызванным нормальным к плоскости разлома сжатием, обусловлено возникновение складчатости. Образовавшиеся крупные складки (антиклинории, синклинии) в связи с тектоническими движениями в зоне конседиментационных (доскладчатых) глубинных разломов (флексур), сопряженных с развитием самих рифтогенных и геосинклинальных процессов, имеют брахиформные и овалыные формы в плане. Их сочетанием в Б. Каратау, как показали специальные исследования, является каледонский антиклинорий, до простых моноклинально-флексурных ступеней, осложненных преобневидными антиклиналями, которыми представ-

лен, в сущности, синклиний. Примечательно, что моноклинально-флексурный ступенчатый синклиний Б. Каратау представляет собой полную аналогию с тектоническим стилем первого порядка М. Каратау.

Линейно сжатые складки третьего порядка более широко развиты в Б. Каратау, ступенчатая и осложняя, как отмечают Е. И. Паталаха и Т. В. Гиоргобиани, «простой остов» более крупных (первого и второго порядка) складчатых структур глыбовой природы. Оси этих малых складок обычно пологие, углы погружения их на периклиналях не превышают 20—30°. В Б. Каратау в зоне ГКР тонкослоистые, преимущественно сланцевые породы венда и кембрия (нижнего и среднего структурных подэтажей), обладающие более пластичными свойствами, образуют узкие линейные складки.

В кремнистых породах курумсакской и кокбулакской свит складки имеют стреловидную форму. В вышележащей бешарыкской свите верхнего ордовика (верхнего структурного подэтажа) в зоне ГКР они также узкие, линейно вытянутые, с параллельными крыльями. Ширина складок первые десятки метров. Отношение их ширины к длине составляет 1:10—1:15. По мере удаления от ГКР в осевой части каледонского синклиния малые складки, сохраняя линейно вытянутую форму, становятся более крупными и открытыми. Ширина складок 400—600 м, а в ряде случаев достигает 1500 м. Их крылья не субпараллельные, а расходятся под острыми углами [Паталаха, Гиоргобиани, 1975].

Возрастание дислоцированности толщ данного структурного этажа по мере приближения к зоне ГКР указывает, как отмечено упомянутыми исследователями, на шовный генетический тип складчатости, на приразломный подтип, а юго-западная вергентность, подчиненная в целом направлению тектонического склона, выраженного антиклинорием северо-западной части Б. Каратау, — на роль поверхностно-гравитационного эффекта.

В ряду указанных типов складчатости выделены разновидности: а) в породах позднебайкальского (нижнего) этажа описываемого комплекса — внутриразломная, отвечающая пространственно первичной зоне главного глубинного разлома; эта зона возникла в связи с рифтогенезом; б) в объеме пород венда — раннего палеозоя — шовно-приразломная; в) в породах каледонского синклиния — шовно-приразломная, возможно, в сочетании с поверхностно-гравитационной [Паталаха, Гиоргобиани, 1975].

Разрывные нарушения широко развиты в Большекаратауской структурно-формационной зоне. По отношению к складкообразованию выделяются доскладчатые, соскладчатые и постскладчатые разрывы [Паталаха, 1972; Паталаха, Гиоргобиани, 1975]. К доскладчатым первичным разрывам относится глубинный ГКР, составляющий часть Урало-Куэньлуньского линеймента. Он является важным элементом тектонической структуры Каратау. Его заложение связано с расколом земной коры в связи с растяжением. В зоне ГКР, представляющей собой систему сближенных разрывов, в позднем рифее возник рифтовый грабен. Формирование этого грабена сопровождалось излиянием лав контрастной серии (трахибазальтового и трахилипаритового состава). Пульсационное проявление растяжения и сжатия в течение позднебайкальско-каледонского тектонического цикла получило отражение в несогласиях, которые фиксируются между верхнерифейскими и вендскими толщами, формировавшимися в межблоковых (шовных) прогибах. По обе стороны

ГКР происходили вертикальные движения разного знака. Они в конечном счете обусловили различие в составе, фациях, формациях и мощностях отложений по латерали, отражая специфические черты структурно-формационных зон. С этими движениями, приведшими к образованию разнотипных складчатых структур, связан разный стиль складчатых деформаций, а также неодновременность консолидации каледонских структур. Как уже отмечалось, ГКР представляет собой систему сближенных субпараллельных разрывов, которые возникли и обновлялись в различное время. Так, Е. И. Паталаха, Т. В. Гиоргобиани [1975] отметили два важных разрыва зоны ГКР, которые ограничивали с обеих сторон осевую зону антиклинория Б. Каратау. Юго-западный разлом получил название Главного Каратауского надвига, а северо-восточный — Главного Каратауского сброса. Упомянутые исследователи указывают, что плоскость надвига имеет крутое падение ($60-70^\circ$) то на северо-восток, то на юго-восток. Они правильно подчеркивали, что нельзя воспринимать современный наклон ГКР неизменным.

Важно раскрыть взаимоотношение ГКР со складчатыми структурами позднебайкальско-каледонского комплекса. При рассмотрении складчатых структур данного комплекса Большекаратауской структурно-формационной зоны была подчеркнута линейность складчатых структур всех порядков и параллельность их системам разрывов ГКР. Все это свидетельствует об определяющей роли ГКР в их образовании. Отмеченные особенности позволяют полагать, что образование линейных структур связано с горизонтальными сжатиями, приложенными с северо-востока перпендикулярно к плоскости разлома. Следовательно, в это время ГКР проявлялся в качестве надвига либо взброса.

Флексурообразные деформации в синклинии Б. Каратау, по данным Е. И. Паталахи, Т. В. Гиоргобиани [1975], обусловлены доскладчатыми разрывами. Предполагается, что эти разрывы возникли либо одновременно с ГКР, либо позже и относятся к взбросо-надвигом северо-восточного падения. В последующем данные разрывы сыграли важную роль в каледонской складчатости. Особенности морфологии разрывов и их взаимосвязь со складкообразовательным процессом хорошо изучены Е. И. Паталахой и Т. В. Гиоргобиани. Ими установлено, что чем крупнее и открытее складки, тем протяженнее эти разрывы и меньше их число.

Разрывы типа продольных взбросов и надвигов проявлены во всех подэтажах. Взбросы в современном срезе каледонской структуры фиксируются на крыльях антиклиналей, особенно в зоне антиклинория. Протяженность их, как отмечают предшественники, во много раз больше, чем кливажных разрывов. Взбросы параллельны складчатым структурам и наклонены на юго-запад и северо-восток под углом $60-80^\circ$. По этим разрывам отмечается надвигание рифейских толщ на палеозойские, пород кембрия и ордовика на вендские отложения. Амплитуды надвиговых перекрытий достигают первых сотен метров [Паталаха, Гиоргобиани, 1975].

Толщи рассматриваемого структурного комплекса в Малокаратауской структурно-формационной зоне, слагающие асимметричный односторонний антиклинорий, характеризуются слабой деформацией. Это выражено, как отмечают Е. И. Паталаха и Т. В. Гиоргобиани, в развитии слабого грубого эмбрионального слоевого кливажа, проявленного избирательно в пластичных слоях аргиллитов, алевролитов, и в отсутствии таких структурных элементов, как секущий кливаж осевой плос-

кости, линейность, будинаж, жилы, мелкая складчатость высоких порядков, столь характерных для формаций данного структурного уровня Б. Каратау.

В антиклинорной структуре М. Каратау в рассматриваемом комплексе выделяются два главных элемента: осевая зона и зона моноклинално-флексурной глыбовой складчатости. Они разграничены крупными разломами. Осевая зона, сложенная породами большекарройской свиты, прослеживается вдоль юго-западного края Большекарройского блока. В зоне моноклинално-флексурной структуры развиты формации каледонского и частично позднебайкальского этажей.

Большекарройская свита деформирована в мелкие складки высокого порядка, близкие к изоклинальным. Их осевые плоскости падают на юго-запад. Северо-восточные крылья складок более крутые. Простираение кливажа в породах большекарройской свиты ($290\text{--}310^\circ$) несогласное ($20\text{--}40^\circ$) с направлением широтных складчатых структур [Паталаха, Гиоргобиани, 1975]. Такое дисгармоничное расположение по отношению к более древней складчатой структуре обусловлено повторным смятием большекарройской свиты, а также проявлением линейаризации, связанной с поздними движениями по разломам Кокжотского блока.

Породы тогузбайской свиты верхнего рифея, коксуйской, актугайской, чичканской, курганской и женгобысайской свит венда, чулактауской, шабактинской свит кембрия, жырыкаузской свиты ордовика составляют каледонскую моноклинално-флексурную структуру. Эта структура разбита продольными, круто падающими на северо-восток ($70\text{--}80^\circ$) разрывами на линейно вытянутые блоки, надвинутые друг на друга в юго-западном направлении. Крупнейшими разрывами (с юго-запада на северо-восток) являются Большекарройский, Малокарройский, Аксайский, Батырбайский и Ушбулакский с вертикальными амплитудами смещения от 1 до 2 км. По названию разломов выделены блоки Большекарройский, Малокарройский и Аксайский. Их ширина варьирует от единиц до десятков километров. Они, в свою очередь, расчленяются разнопорядковыми продольными разрывами того же надвигового типа на более мелкие.

Е. И. Паталаха и Т. В. Гиоргобиани [1975] отмечают, что в наиболее смятых юго-западных приразломных частях крупных блоков обнажаются наиболее древние породы, а в северо-восточном направлении происходит наращивание разрезов. Такая закономерность свойственна и блокам второго и третьего порядка. Таким образом, внутреннее складчатое строение каждого блока состоит из двух структурных элементов. Первый представляет собой структуры приразломных флексур гребневидных антиклиналей, занимающих юго-западную часть блока (висячее крыло разлома), второй — менее осложненные складчатые моноклинали.

ГЕРЦИНСКИЙ ЭТАЖ

Подобно позднебайкальскому и каледонскому этажам, в герцинском также выделяются три структурно-формационные зоны (см. табл. 5, 6, 7).

В Большекаратауской структурно-формационной зоне в результате дифференцированных движений по зонам разломов произошло тектоническое расслоение герцинского структурного этажа на три подэтажа, что тесно связано с составом слагающих их формаций. Нижний подэтаж

образует жесткая терригенная молассоидная формация. Средний слагает глинисто-доломитово-известняковая формация фаменского яруса, образованная высокопластичными породами. Верхний состоит из известняково-доломитовой формации турнейского яруса нижнего карбона и терригенно-известняковой формации визейского яруса нижнего и башкирского яруса среднего карбона. Подэтажи повсеместно разделены зонами тектонических брекчий, образовавшихся вследствие межформационных смещений. Тектонические смещения происходили не только вдоль границы формаций, но и внутри них — вдоль границ пачек с различными физико-механическими свойствами (компетентные и некомпетентные породы).

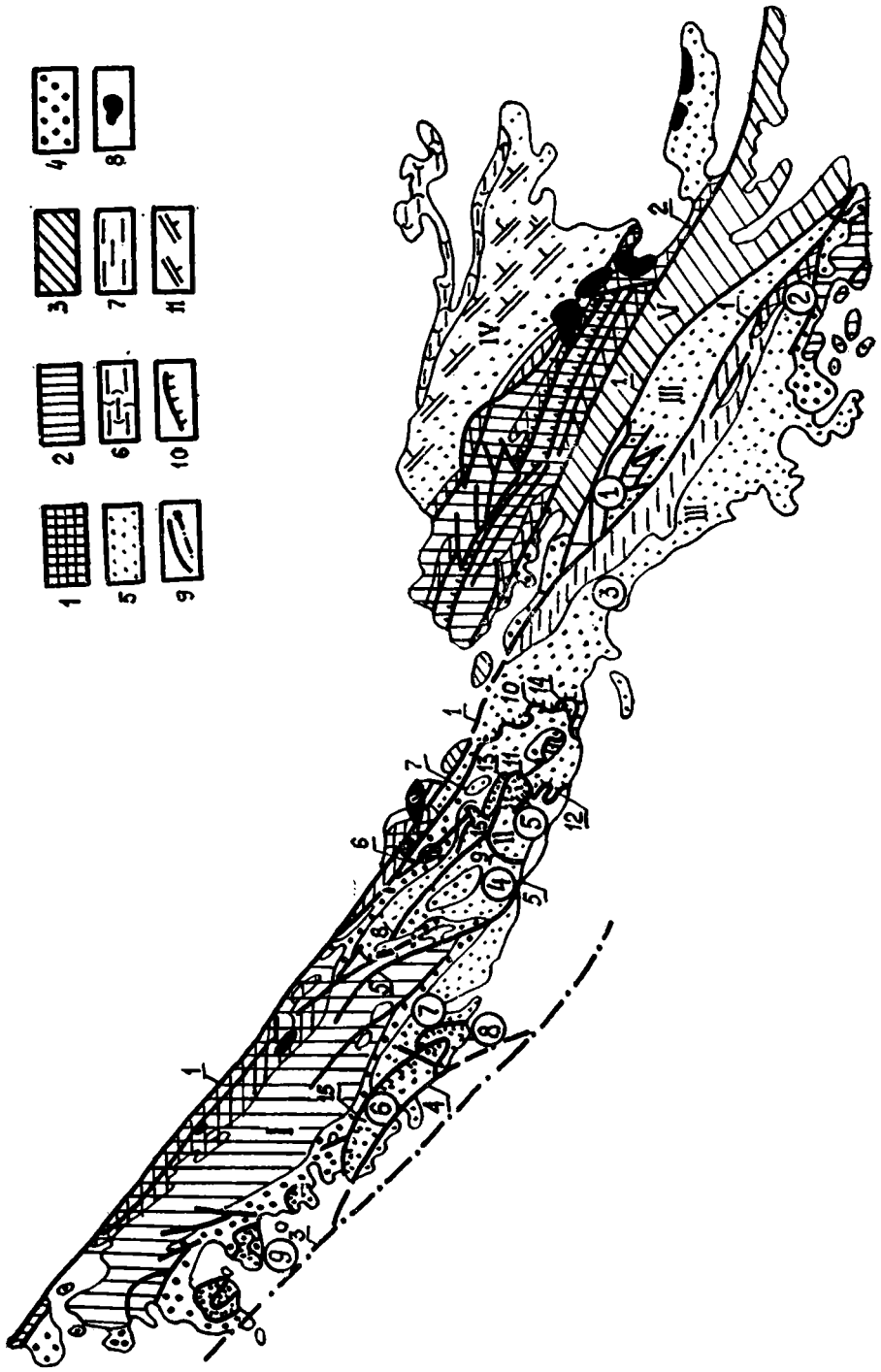
В ходе герцинского тектогенеза в Б. Каратау сформировались крупные структурные элементы: антиклинории и синклинории. С северо-запада на юго-восток района выделяются: антиклинорий СЗ Каратау, синклинорий Ц. Каратау, Байжансайский и Боролдайский антиклинории.

Центральная часть Б. Каратау (синклинорий Ц. Каратау) характеризуется чередованием частных структурных зон общего северо-западного простирания, представленных соответственно группами антиклинальных и синклинальных складок. К антиклинальным относятся Мынжилкинская и Миргалимсайская, к синклинальным — Караадырская, Боялдырская и Майдантальская структурные зоны (рис. 33). В строении указанных зон выделяются крупные брахиформные складки, морфология которых описана многими исследователями [Бронгулеев, 1961; Галицкий, 1967; Беляков, 1969], в связи с чем их характеристика нами не приводится.

Важнейшими структурными элементами герцинской структуры центральной части Б. Каратау являются протяженные региональные разломы, сопряженные с глубинным ГКР. Основными из них являются: Мынжилкинский, Боялдырский, Бозбутакский, Бессазский и Бирсекский.

Мынжилкинский региональный разлом ответвляется от ГКР и прослеживается в юго-восточном направлении. Его протяженность около 90 км. Вначале (на отрезке 40 км) он представляет собой надвиг. По плоскости сместителя эффузивы верхнего рифея надвинуты на песчаники тюлькубашской свиты. На юго-востоке, на площади развития карбонатных пород, выражением разлома являются Караадырский надвиговый покров, по которому толща нижнего карбона перемещена в западном направлении и надвинута на высокопластичные породы (мергели, глинистые известняки) фамена. Перед фронтом покрова фаменские отложения смяты в лежащие складки, из которых, в свою очередь, развились внутрiformационные надвиговые покровы: Акчечикский и Улькен-Ктайский.

Боялдырский региональный разлом имеет каратауское направление и трассируется через всю центральную часть территории. Вследствие длительной истории развития зона разлома, вдоль которой имели место и растяжения, и сжатие, и сдвиговые перемещения, на разных уровнях и различных площадях проявлена неодинаково. Наряду с участками протяженных частных разломов широко развиты участки интенсивной дисгармоничной складчатости, чешуйчатых надвигов, перепадов мощностей и фациальных изменений разновозрастных отложений. На участках, где разломы пересекают компетентные толщи карбона, он выражен крутыми надвигами, в пластичных породах фамена на западе территории



разлом представляет собой серию сближенных поверхностей надвигов, часто сложно кулисообразно сопряженных и образующих в целом чешуйчатые структуры. Падения надвиговых поверхностей, обычно параллельно слоистости пород, юго-западные, углы падения вблизи поверхности крутые, с глубиной трансформируются в горизонтальные перемещения внутри пачки аргиллитов (корпешская пачка). Чаше всего надвиги приурочены к кровле и подошве отложений.

На востоке Бельмазарской синклинали выражением регионального разлома в карбонатной толще является одноименный межформационный надвиговой покров, по которому нижнетурнейские отложения, слагающие синклиналь, надвинуты на фаменские. Падение надвиговой поверхности изменяется от 20 до 60°.

Бозбутацкий региональный разлом простирается на западе Ц. Каратау субмеридионально, на южном фланге месторождения Миргалимсай ориентирован субширотно, затем вновь круто изменяет свое простиранье на меридиональное (Карасай). Имеет сложное внутреннее строение, представляет собой систему разломов различного генезиса и строения.

Бессазский региональный разлом ответвляется от Мынжилкинского и проходит по центральной части крупной одноименной антиклинали, является взбросо-сдвигом со взброшенным юго-западным крылом. Вертикальная амплитуда достигает 1000—1500 м, горизонтальные перемещения по левому сдвигу до 800 м. На юго-востоке разлом «уходит» под карбонатные отложения фамена и турне. Аккузский межформационный надвиговой покров образовался в результате подвижек в жестком фундаменте по зоне разлома. Очень извилистый и рваный контур покровов в плане указывает на сравнительно большие горизонтальные перемещения. Об этом свидетельствует также положение нижнетурнейских отложений по отношению к оси Мынжилкинской антиклинальной зоны — они перекрывают ось зоны и лежат местами на песчаниках тюлькубашской свиты.

Биресекский региональный разлом обладает поперечным к структурам меридиональным простираньем. Интерпретация геофизических данных позволяет выделить здесь широкую (до 5 км) поперечную тектоническую зону в нижнепалеозойском фундаменте, представляющую собой систему ступеней, погружающихся в восточном направлении. В целом зона является взбросо-сдвигом с падением плоскостей сместителей на запад с горизонтальной амплитудой по правому сдвигу до 6 км. Она развивалась конседиментационно, вдоль нее наблюдается измене-

Рис. 33. Геолого-структурная схема Каратау.

Отложения: 1 — протерозойские; 2 — нижнепалеозойские; 3 — нерасчлененные венд-нижнепалеозойские; 4—6 — верхнепалеозойские (4 — терригенная толща среднего девона, 5 — терригенно-карбонатная толща верхнего девона — карбона, 6 — пестроцветная толща перми); 7 — юрские; 8 — интрузивные породы; 9 — разломы; 10 — надвиги и надвиговые покровы; 11 — преобладающее моноклиналиное залегание. Римские цифры: I — Северо-Западный Каратау; II — Центральный Каратау; III — Юго-Восточный Каратау; IV — Малый Каратау; V — Кокжотский блок. Цифры в кружках: 1 — Байжансайский антиклинорий; 2 — Боролдайский антиклинорий; 3 — Бугуньский синклинорий; 4—9 — синклинали (4 — Кызылатинская, 5 — Бельмазарская, 6 — Акуюкская, 7 — Майдантальская, 8 — Жертансайская, 9 — Карамурун-Алтуайтская). Региональные разломы: 1 — Главный Каратауский; 2 — Большекарыйский; 3 — Яныкурганский; 4 — Акуюкский; 5 — Бозбутацкий; 6 — Бессазский; 7 — Мынжилкинский; 8 — Боялдырский; 9 — Биресекский. Надвиговые покровы: 10 — Карадырский; 11 — Бельмазарский; 12 — Хатынкамалыйский; 13 — Шукурбулакский; 14 — Жаманктайский; 15 — Аккузский

ние фаций и мощностей фаменских и турнейских отложений, причем более мелководные осадки развиты в западном крыле. Наиболее активные подвижки вдоль зоны происходили в послебашкирскую эпоху, когда поперечная зона сформировалась в поднятие, ступенчато погружающееся в восточном направлении.

На площади, примыкающей к зоне с востока, субширотные складки в фаменских отложениях флексурно изогнуты на север. Поворот складок по часовой стрелке свидетельствует о правых сдвиговых перемещениях вдоль разлома. Складки претерпели суммарный эффект дислокации, т. е. одновременно со сжатием испытывали разворот в плане в виде флексурного изгиба.

В восточном крыле поперечной зоны располагаются корни Бельмазарского межформационного надвигового покрова. Пластичная толща фамена служила своеобразным буфером, принимавшим на себя блоковые движения жесткого фундамента. Под действием гравитационных сил и подвижек фундамента произошло направленное скольжение компетентной толщи карбона по пластичному фамену в восточном направлении. В результате Бельмазарская синклиналь переместилась по пологой поверхности на расстояние до 6 км.

В восточной части Ц. Каратау широко развиты многокилометровые надвиговые перемещения (надвиговые покровы) по границам трех формаций, среди которых выделяются два морфологических типа: 1) внутриформационные, развитые в фаменской толще (Шукурбулакский, Акчечикский, Хатынкамальский, Жаманктайский); 2) межформационные (Аккузский, Бельмазарский, Караадырский). Рассмотрим строение некоторых из них.

Хатынкамальский покров располагается на восточном окончании Миргалимсайской антиклинальной зоны и имеет в плане весьма извилистое очертание. В основании аллохтона располагается нижняя шушаковская пачка фамена, которая по тектоническому шву залегает на верхних пачках фамена. Шов представляет собой пластину тектонических брекчий изменчивой мощности. В верхней части она образована обломками корпешской пачки, в нижней — обломками мергелей и глинистых известняков акбулакской пачки фамена. В центральной части пластина брекчий имеет смешанный состав. Известняки акбулакской пачки и аргиллиты корпешской пачки иногда неполностью брекчированы. В таких случаях верхние части разреза корпешской пачки имеют нормальные постепенные переходы с шушаковской пачкой, низы акбулакской пачки сохраняют постепенный контакт с нижележащей ачисайской пачкой фамена.

Хатынкамальский надвиговой покров развился из двух узких синклинальных складок, примыкавших к Хатынкамальской антиклинали с севера и юга. Фрагментом северной из них является узкая Джужымдыкская синклиналь. В результате бокового давления со стороны компетентной толщи карбона с севера (Бельмазарская синклиналь) и юга (Иканская синклиналь) крылья синклиналей, образованные высокопластичными породами фамена, запрокинулись в сторону оси Хатынкамальской антиклинали. В дальнейшем при продолжавшемся давлении произошло скальвание по отношению шушаковской пачки фамена, которая по аргиллитам корпешской пачки, как по «смазке», надвинулась на крылья Хатынкамальской антиклинали. Величина горизонтального перемещения 6 км.

Аккузский межформационный надвиговой покров в плане также

имеет извилистые очертания. Нижнетурнейские отложения, образующие тело покрова, перекрывают и «раздавливают» пластичный фамен в северо-западной части Учайрыкской брахиантиклинали и ложатся на песчаники тюлькубашской свиты; карбон как бы затащен вверх по склону на ядерную часть структуры, представляющую собой в современном рельефе высокую гряду. Здесь покров затухает. Жесткие песчаники послужили как бы упором, препятствующим распространению покрова в юго-восточном направлении. Покров наиболее активно распространился по синклинальному перегибу (седловине) между Бессазской и Учайрыкской антиклиналями, смяв и раздробив пластичный фамен, который местами сорван со своего основания, в результате чего на поверхности обнажаются песчаники тюлькубашской свиты. Часто среди пород фамена на разных уровнях выходят пакеты зеленых брекчий по аргиллитам корпешской пачки. В целом породы автохтона вокруг горы Аккуз представляют собой картину, не поддающуюся для выявления каких-либо конкретных структур.

Мелкая складчатость в Ц. Каратау распространена неравномерно. Для данной территории характерна несовместность ее развития в литологически одинаковых толщах. Интенсивность мелких складок, их форма и величина находятся в зависимости от близости к зонам региональных разломов. Такой вывод вытекает непосредственно из анализа геологических карт и разрезов. По происхождению эта складчатость постседиментационная в отличие от конседиментационных крупных антиклинальных и синклинальных структур. Вертикальные перемещения блоков по зонам региональных разломов, активизировавшихся в послебашкирскую эпоху, трансформация их в горизонтальные напряжения явились главными причинами формирования мелкой складчатости в карбонатных формациях девона и карбона.

Терригенные отложения нижнего структурного подэтажа образуют ядра крупных брахиантиклинальных складок; в мелких складках песчаники тюлькубашской свиты не участвуют. Компетентная толща карбона, составляющая верхний структурный подэтаж, формирует ядра крупных брахисинклиналей, мелкая складчатость для них не типична.

Средний подэтаж, сложенный глинисто-карбонатными отложениями фамена, наиболее интенсивно дислоцирован в силу литологической неоднородности своего внутреннего строения и высокой пластичности пород. На крыльях крупных структур вдали от зон глубинных разломов мелкая складчатость в них отсутствует. На участках, примыкающих к зоне разломов на западе Ц. Каратау, появляются многочисленные мелкие складки с амплитудами порядка 0,5—1,5 км, осложненные надвиговыми нарушениями. Эти складки линейные, реже брахиформные, куполовидные; по простирацию часто изменяют свою форму, ветвятся. Формы поперечных сечений складок разнообразны: от широких округлых до изоклинальных и веерообразных. Сложные структуры в фаменской формации резко дисгармоничны ниже- и вышележащим подэтажам.

Сложная мелкая складчатость в фаменских отложениях в восточной половине Ц. Каратау объясняется деформирующими усилиями со стороны вышележащей компетентной толщи карбона. Движения ее на восток по Аккузскому и Бельмазарскому межформационным надвиговым покровам, на запад по Караадырскому объясняют все многообразие сложных складчатых форм в толще фамена.

Таким образом, можно сделать следующие выводы о строении герцинского структурного этажа.

Дифференцированные движения по зонам региональных разломов, сопряженных с ГКР, играли главную роль при формировании герцинской структуры Ц. Каратау. Генетически с ними тесно связаны не только крупные конседиментационные антиклинальные и синклиналильные структуры, но и мелкая складчатость, надвиги и надвиговые покровы, возникшие уже после формирования среднепалеозойских отложений. Надвиговые покровы перемещались не по единому направлению, а в различных направлениях в тесной связи с характером движений по зонам субглубинных разломов в жестком фундаменте.

Северо-западная часть Б. Каратау (антиклинорий СЗ Каратау) характеризуется ограниченным распространением герцинского этажа на юго-западе района. Он образует Майдантальскую синклиналильную зону, состоящую из четырех крупных синклиналей, разобщенных разрывными нарушениями.

На северо-западе зоны обнажаются фрагменты Карамурун-Алтуайтской синклинали, разделенной диагональными и поперечными разломами на несколько тектонических блоков, представляющих собой сбросы, взбросы с крутыми ($70—85^\circ$) сместителями. Карбонатная толща фамена и карбона сорвана со своего основания (песчаники тюлькубашской свиты) и по аргиллитам корпешокой пачки, как по «смазке», полого надвинута в северо-восточном направлении, образуя покровную структуру длиной до 40 км с горизонтальной амплитудой 4—6 км. Перед фронтом покрова в обнаженной части наблюдаются эрозионные останцы известняков и доломитов фаменского яруса на песчаниках тюлькубашской свиты. В ряде мест в теле покрова (ур. Мынбулак, г. Кутау) видны различной формы и размеров тектонические окна, в которых обнажаются сильно измененные (окварцованные, ожелезненные) песчаники и алевролиты тюлькубашской свиты.

В юго-восточной части синклиналильная зона состоит из трех крупных синклиналей, разделенных разрывами. Акуюкская и Майдантальская вытянуты в северо-западном направлении, Жертансайская имеет субмеридиональную ориентировку. Акуюкская синклинали, представляющая собой асимметричную, наклоненную на северо-восток глубокую линейную складку, надвинута по Жертансайскому разлому на Майдантальскую и Жертансайскую синклинали. Падение надвиговой поверхности изменяется от $60—75^\circ$ в центральной части до $20—40^\circ$ в северо-западной и юго-восточной. Горизонтальная амплитуда перемещения изменяется от 3 до 5 км. Майдантальский взброс разделяет Жертансайскую и Майдантальскую синклинали, падение сместителя юго-западное, углы падения варьируют в пределах $50—60^\circ$. С глубиной взброс выполаживается.

Наиболее значительным из поперечных разломов является меридиональный Бешарыкский сброс, пересекающий Акуюкскую и Майдантальскую синклинали. Северная его ветвь смещена по линии Жертансайского надвига на северо-запад. Падение плоскости сместителя крутое до вертикального.

Юго-восточная часть Б. Каратау. Здесь выделяются Байжансайский и Боролдайский антиклинории, разделенные юго-восточным продолжением синклинория Ц. Каратау.

Для внутреннего строения этажа в целом характерно понижение интенсивности складчатых дислокаций по направлению с северо-востока на юго-запад в сторону от зоны ГКР. Узкие линейные складки сменяются более крупными брахиформными структурами. Фаменские отложения по отношению к каменноугольным и породам тюлькубашской

свиты смяты дисгармонично в силу развития в них интенсивной мелкой складчатости, что связано с литологическим составом входящих в него пород (мергели, алевролиты, глинистые известняки). Широко развиты надвиги, приуроченные чаще всего к границе фамена и карбона. Надвижение турнейских отложений, образующих аллохтон, происходило в большинстве случаев с северо-востока на юго-запад. Надвиговые линии, повторяя изгибы складок, прослеживаются на расстоянии до 15 км. Наклоны поверхности сместителей обычно 30—40°. Известны надвиги и внутри толщи нижнего карбона.

Байжансайский антиклинорий на северо-востоке ограничен зоной ГКР, по которому эта структура граничит с зоной М. Каратау. Юго-западное крыло перекрыто юрскими отложениями Леонтьевского грабена. Внутреннее строение антиклинория осложняют вытянутые в северо-западном направлении антиклинальные и синклинальные зоны, пересеченные разломами различного генезиса и направления. Каждая из зон состоит из отдельных складок.

Юго-восточное продолжение синклинория Ц. Каратау имеет в описываемом районе ширину в среднем 10—18 км. Внутреннюю структуру синклинория осложняют крупные, морфологически простые синклинальные складки, разделенные антиклинальными перегибами.

Боролдайский антиклинорий расположен на юго-восточном окончании Б. Каратау. Значительная часть структуры перекрыта мезозой-кайнозойскими отложениями. Северо-восточное крыло антиклинория дислоцировано интенсивнее юго-западного. Северо-западное периклинальное окончание осложнено Межбугуньской и Приарьской антиклиналями, которые разделены Талапским поперечным прогибом.

В *Малокаратауской зоне* образования герцинского структурного этажа имеют площадочное развитие в северо-восточных предгорьях М. Каратау и фрагментарное в Кокжотском блоке. В последнем отложении тьякубашской свиты обнажаются в бассейне р. Ушбас, где образуют пологую брахисинклиналь, осложненную разрывами и в северо-восточной части срезанную Большекаройским разломом.

В М. Каратау обнажены отложения девона — карбона, имеющие общее северо-западное простирание (280—320°). В северо-восточном направлении отмечается уменьшение степени их дислоцированности. Вдоль контакта девонско-каменноугольных и нижнепалеозойских отложений наблюдается резкое увеличение углов падения герцинского этажа, характеризующее флексугообразный перегиб, сформированный над крупным крутопадающим разломом. Далее на северо-восток от этого разлома углы падения пород резко выглаживаются, и девонско-каменноугольные отложения входят в состав чехла Чу-Сарысуйской впадины. Стратиграфический диапазон герцинского этажа здесь расширяется за счет пермских отложений.

АЛЬПИЙСКИЙ ЭТАЖ

Альпийский структурный этаж сложен триасовыми, юрскими, меловыми, палеогеновыми и неоген-четвертичными отложениями, образующими осадочный чехол, залегающий с глубоким структурным несогласием на дислоцированных допалеозойских образованиях. По характеру взаимоотношений и особенностям строения в его разрезе выделяются три структурных подэтажа: триас-юрский, мел-палеогеновый и неоген-четвертичный.

Триас-юрские отложения выполняют Леонтьевскую грабен-синклиналь протяженностью до 200 км и шириной до 10 км, а также небольшую Караунгурскую мульду в юго-западных предгорьях Боролдайтау. Обычно они смяты в относительно пологие складки, вытянутые на северо-запад согласно общему простиранию грабен-синклинали, и только вблизи ее бортов в ряде случаев интенсивно разбиты разломами и имеют более крутые углы падения вплоть до вертикальных. Вблизи пос. Леонтьевка и Орловка крутые разломы северо-западного простирания отмечаются и в осевой части Леонтьевской грабен-синклинали.

Мел-палеогеновый подэтаж развит небольшими фрагментами в Леонтьевской грабен-синклинали и сплошным покровом на склонах хребта. Дислоцированность этих отложений значительно ниже, чем триас-юрских, генеральное падение их соответственно на юго-запад и северо-восток, в сторону Сырдарьинской и Чу-Сарысуйской впадин, углы падения — первые градусы. Здесь отмечаются структурные носы и заливы, небольшие пологие брахискладки, и только в зоне ГКР они имеют крутое падение.

Неоген-четвертичный подэтаж также распространен фрагментарно в центральной части хребта и широким покровом у подножий его склонов. Этот подэтаж отражает новую эпиплатформенную активизацию тектонических движений, обусловившую формирование современной горст-антиклинорной структуры Каратау. Общая горст-антиклинорная структура района состоит из системы отдельных поднятых и опущенных блоков, четко выраженных в рельефе, разделенных разломами. Наиболее крупными и контрастными из них являются горсты Б. и М. Каратау, Боролдайтау, Кокжота и Леонтьевский грабен.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Монография представляет собой сводку нового материала, полученного сотрудниками ИГН и других научно-исследовательских и производственных организаций. Основные результаты проведенных исследований сводятся к следующему.

Выделены и описаны три структурно-формационные зоны: Большекаратауская, Кокжотская и Малокаратауская. Вторая из перечисленных зон выделена впервые. Новым в стратиграфии является следующее. На основании находки достоверной скелетной фауны в кокжотской серии сделан вывод о ее более молодом, венд-нижнепалеозойском возрасте и установлена флишевая природа. Подтверждено положение границы между докембрием и нижним палеозоем, зафиксированное появлением скелетной фауны в нижних доломитах М. Каратау. Выделены все отделы и ярусы кембрийской системы, в том числе три яруса ее верхнего отдела, а также определена граница между кембрийской и ордовикской системами. Повсеместно доказан нижнекембрийский возраст чулактауской фосфоритоносной свиты. Впервые в М. Каратау выделена фаунистически охарактеризованная терригенная жырыкаузская свита среднего — верхнего (?) ордовика, выявление которой свидетельствует об одновременном прекращении седиментации в Б. и М. Каратау. По фораминиферам, брахиоподам и др. в Ц. Каратау подтверждена стратиграфическая схема фамена Л. Н. Балавинского, В. В. Галицкого, Н. Л. Бубличенко; в фамене Б. Каратау установлены четыре основных типа разреза. Впервые выделена шалкиинская фация. Уточнено стратиграфическое положение рудоносных отложений фаменского и турнейского ярусов. Разработана схема стратиграфии каменноугольных отложений. Впервые установлены фораминиферовые зоны в морских разрезах нижнего и нижней части среднего карбона Каратау. Детализировано строение разрезов, уточнены границы и мощности свит, описаны основные типы метаморфических и осадочных пород протерозоя и фанерозоя. При расчленении карбонатных отложений М. Каратау выявлены три новых участка, перспективных на слепые залежи фосфоритов. На двух из них буровыми работами Жанатасской ГРЭ подсечены залежи фосфоритов.

Мезозойские и кайнозойские отложения расчленены на местные подразделения — свиты и толщи, возраст которых обоснован остатками моллюсков, фораминифер, остракод, отпечатками флоры и спорово-пыльцевыми комплексами. Показана изменчивость литолого-фациального состава и мощностей юрских отложений в пределах Леонтьевского

грабена, проведена корреляция меловых, палеогеновых и неогеновых отложений юго-западного и северо-восточного склонов Каратау.

Структурно-петрологическими исследованиями Бессазского блока разработана новая схема расчленения нижнепротерозойских метаморфитов, реставрирован их первичный состав, отвечающий мафит-ультрамафитовой вулканоплутонической ассоциации. Раскрыта направленность их метаморфических и деформационных преобразований. При нисходящих движениях в начальную стадию карельского тектогенеза породы бессазской серии были прогрессивно метаморфизованы в условиях высокотемпературной субфации амфиболитовой фации. Деформация пород протекала в пластичной среде. С последующим воздыманием связан регрессивный метаморфизм в условиях эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. С этими преобразованиями сопряжены хрупкие деформации пород и формирование систем осевого кливажа. К ним приурочены палингенно-метасоматические мигматит-плагиогранитоидные образования, завершающие карельский тектономагматический цикл.

Литолого-фациальным изучением Б. Каратау установлено, что вендские образования являются крупной непрерывной транспрессивной серией шельфовых осадков. Отложения кембрия — нижнего ордовика представляют собой батинальный комплекс осадков континентального подножия и гипабиссальной равнины. В нем выявлены отложения турбидитных, пластовых и зерновых потоков и контурных течений. Установлена структурно-фациальная зональность верхневендских и кембрийских отложений, обусловленная постепенной транспрессией, которая была связана со ступенчатым опусканием Большекаратауской структурно-формационной зоны.

Основными чертами магматизма Каратау являются малые масштабы его проявления, повышенная щелочность калиевого типа, обусловленная ранним (допозднерифейским) формированием мощной континентальной коры, отсутствие изверженных пород среднего состава (андезитов), преобладание в магмоформационных рядах недифференцированных и слабо дифференцированных комплексов.

Обобщен геофизический материал, построены карты поверхности Мохоровичича, Конрада («базальтового слоя») и рельефа поверхности довендского основания. Выявлены крупные структурные элементы в рельефе поверхности М, коррелирующиеся с тектоническими структурами верхней части коры. Глубинное строение хребта Каратау в поперечном сечении — это структура, проявляющаяся в погружении поверхности М с амплитудой 5—6 км и контролируемая серией глубинных разломов (ГКР и др.), плоскости которых круто падают на северо-восток.

Выделены следующие структурные элементы: комплекс основания, состоящий из нижнего карельского складчатого кристаллического этажа и верхнего эпикарельского дислоцированного чехла; позднебайкальско-каледонский комплекс, состоящий из позднебайкальского и каледонского этажей; герцинский и альпийский этажи.

В трех структурно-формационных зонах впервые описаны осадочные формации, метаморфические и магматические комплексы. Их вертикальная и временная последовательность отражает карельский, байкальский, каледонский, герцинский и альпийский этапы геологического развития, а зональность распространения характеризует различия в строении и развитии региона.

Детализация стратиграфической последовательности, литолого-фациальный и формационный анализы позволили в новых чертах восстановить историю геологического развития Каратау.

В раннем протерозое, в карельский этап, регион, вероятно, развивался по характерному для докембрийских зеленокаменных поясов режиму межконтинентальных рифтов с ограниченным раскрытием океанической коры (бессазкое время). Завершение карельского тектономагматического цикла сопровождалось замыканием рифтовой структуры и преобразованием океанической коры в континентальную.

Средний рифей характеризовался протоплатформенным режимом (бакырлинское время). Каратау был частью эпикарельской стабильной области, в которую входили Улытау, Кокчетавская глыба. Вероятно, они были частями Евразийской суперплатформы [Пейве, Синицын, 1950].

В позднем рифее начался рифтогенный этап развития. Вдоль зоны ГКР развивался вулканический пояс. С ним в Б. Каратау связано образование субщелочного контрастного (трахилипарит-базальтового) кайнарского комплекса. Северо-западное простирание позднерифейской рифтогенной структуры предопределило направление основных тектонических элементов в позднебайкальскую, каледонскую, герцинскую и альпийскую эпохи. Таким образом, дальнейшее развитие получили идеи А. А. Абдулина [1979] о роли рифтогенеза в байкальском и каледонском циклах развития Ишим-Каратауской зоны.

Конец позднего рифея и начало венда характеризовались размывом и денудацией, в результате на дневную поверхность был выведен рифейский Кумыстинский массив граносиенитов.

В вендский период Большекаратауская и Кокжотская зоны были вовлечены в некомпенсированное прогибание. Рифтогенная природа начальной стадии геосинклинального развития проявилась в том, что в Б. Каратау трансгрессия сопровождалась углублением морского бассейна и последовательным с юго-запада на северо-восток ступенчатым опусканием его разных частей. В венде Большекаратауский палеобассейн был отделен от Кокжотского и Малокаратауского полосой суши или цепочкой островов. В М. Каратау в это время господствовали прибрежные и мелководные обстановки осадконакопления, и он представлял собой северо-восточный борт рифтового прогиба. Здесь отмечаются размывы и несогласия, возможно, формировались континентальные отложения. Прогибание компенсировалось осадконакоплением.

В кембрийский период Б. Каратау, Кокжотская зона и М. Каратау были частями единого бассейна. В М. Каратау было шельфовое море. Фосфоритовый горизонт формировался в углубленных участках мелководного моря. По мнению Н. А. Азербайева, глубина бассейна возрастала с северо-востока на юго-запад и самой глубокой была юго-западная полоса Б. Каратау, где в условиях трансгрессировавшего бассейна в раннем — среднем кембрии была обстановка континентального склона (период формирования ванадиеносных фтанитов), с конца среднего кембрия по ранний ордовик — континентального подножия и гипабиссальной равнины. Образование углеродистых фтанитов Б. Каратау и фосфоритов М. Каратау представляется связанным с апвеллингом — явлением, присущим приконтинентальным частям океанов. По мнению Г. Х. Ергалиева, самой глубоководной частью Каратау была Кокжотская зона.

В раннем и начале среднего ордовика сохранились тектонический

режим и обстановки осадконакопления, существовавшие в позднем кембрии. Области водосборов находились на удалении, были выровненными и тектонически пассивными. Каратау с раннего кембрия по тремадокский век был частью пассивной континентальной окраины, обрамлявшей с запада и юго-запада Казахстанский палеозойский микроконтинент (Улытау-Мойынкумский срединный массив).

На границе ланвирнского и лландейльского веков активизация тектонических движений привела к воздыманию Улытау-Мойынкумского массива. Начался снос терригенного материала. Это привело в лландейло и каррадоке к постепенному заполнению бассейна седиментации. На границе ордовикского и силурийского периодов произошла тектоническая стабилизация. Силурийские отложения в регионе не выявлены. В раннем девоне интенсивными движениями орогенного этапа вендские и нижнепалеозойские отложения были дислоцированы и смяты.

В верхнем палеозое на герцинском этапе Б. Каратау представлял собой достаточно подвижный район с накоплением мощных терригенных и карбонатных толщ, что во многом обусловлено его положением между двумя глубинными разломами — Главным Каратауским на северо-востоке и Сырдарьинским на юго-западе. По набору формаций, характеру мощностей, структурным особенностям герцинского этажа он отнесен к парагеосинклиальному типу. Кроме указанных глубинных разломов, в Б. Каратау проявилась сложная сеть разноориентированных более мелких разрывных нарушений конседиментационного и постседиментационного типа, определивших блоково-складчатую структуру герцинского этажа и формирование на заключительной стадии надвиговых покровов. М. Каратау на герцинском этапе развивался в режиме срединного массива, и здесь формировался слабодислоцированный квазиплатформенный чехол.

В мезозой-кайнозое, на альпийском этапе развития района, выделяются три стадии, существенно отличающиеся характером тектонических движений и структурных элементов. В позднеприасово-среднеюрскую стадию вдоль ГКР был заложен и активно развивался Леонтьевский прогиб, который по морфологическим и формационным особенностям отнесен к типу рифтогенных. В позднеюрское, меловое и палеогеновое время интенсивность тектонических движений района резко снизилась, и он развивался в типично платформенном режиме. В неоген-четвертичную стадию возобновились активные тектонические движения вдоль ГКР, определившие формирование одностороннего горст-антиклинория Б. Каратау и сопряженных с ним Сузакского на северо-востоке и Арысского на юго-западе прогибов. В результате регион превратился в северо-западную ветвь эпиплатформенной орогенной области Тянь-Шаня.

Таким образом, Каратау — регион сложного геологического развития, земная кора которого характеризуется преобразованиями от коры океанического типа до континентального (ранний протерозой). Затем, после протоплатформенного режима (средний рифей), последовали деформация и рифтогенез (поздний рифей), переход рифтогенной зоны в геосинклинальную с развитием по лептогеосинклиальному типу (венд — нижний палеозой) с завершающим преобразованием в складчатую область (конец ордовика — силур) и окончательным формированием земной коры. Дальнейшая эволюция региона была обусловлена активизацией с развитием в позднем палеозое по парагеосинклиальному, в позднем триасе — средней юре — по рифтогенному и в неоген-четвертичное время — по орогенному типу.

ЛИТЕРАТУРА

Абдрахманов К. А., Иванов А. И., Монич В. К., Мороков В. Д. Абсолютный возраст щелочных пород северо-запада Таласского Алатау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1961, вып. 4(45), с. 89—91.

Абдулин А. А. Эффузивные формации среднего палеозоя Западных Мугоджар и некоторые особенности их металлогении. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, 1969, с. 88—93.

Абдулин А. А. Рифтогенные зоны области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 1, с. 1—9.

Абдулин А. А. Геология Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 311 с.

Абдулин А. А., Зайцев Ю. А. и др. Об основных тектонических понятиях и терминах в связи с составлением тектонических карт областей палеозойской складчатости Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 1—14.

Абдулин А. А. и др. К проблеме вулcano-плутонических формаций и их рудоносности. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 2, с. 93—94.

Абдулин А. А. и др. Проблема вулcano-плутонических формаций на примере Казахстана. — В кн.: Вулcano-плутонические формации и их рудоносность. Алма-Ата: Наука, 1969, с. 8—12.

Абдулин А. А., Касымов М. А., Компанейцев В. П., Хайбуллин Р. Р. Магматические формации Каратау: (Южный Казахстан). — В кн.: Проблемы петрологии Казахстана. Алма-Ата, 1984, с. 20—22.

Абдулин А. А., Каюпов А. К., Хамрабаев И. Х. и др. Главнейшие особенности эндогенной металлогении Казахстанско-Среднеазиатской части Урало-Монгольского складчатого пояса. — Изв. АН КазССР. Серия геол., 1980, № 1, с. 1—13.

Абдулин А. А., Цирельсон Б. С., Быкадоров В. А. и др. Тектоника области сочленения структур Урала, Тянь-Шаня и Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1976.

Абдулин А. А., Шлыгин А. Е. Важнейшие особенности тектоники Казахстанского и Среднеазиатского сегментов Урало-Монгольского складчатого пояса. — Геотектоника, 1982, № 6, с. 66—79.

Абдулин А. А., Шлыгин А. Е. Металлогения и минеральные ресурсы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 311 с.

Азербайев Н. А. Изучение микроструктурных особенностей кремнистых пород ордовика Байконурского синклинория на электронном микроскопе. — Вестник АН КазССР, 1969, № 4, с. 41—48.

Азербайев Н. А. Геосинклинальные отложения ордовика Байконурского синклинория: (состав и условия формирования). Алма-Ата: Наука, 1978. 152 с.

Альисбаев Х. А. Памятники нижнего палеолита Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1979. 207 с.

Анкинович С. Г. Нижний палеозой ванадиеносного бассейна Северного Тянь-Шаня и западной окраины Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961.

Анкинович С. Г., Анкинович Е. А. Условия накопления и формирования рудоносных сланцев нижнего палеозоя в Южном Казахстане. — В кн.: Геохимия осадочных пород и руд. М.: Недра, 1968, с. 356—374.

Антоненко А. Н. Глубинная структура земной коры Казахстана: (по сейсмическим данным). Алма-Ата: Наука, 1984. 276 с.

Антоненко А. Н., Дубровин Г. К., Абдухаликова М. Глубинное строение земной коры Джезказган-Сарысуйского района и области сочленения складчатых сооружений

Улутая и Каратау по сейсмологическим данным. — В кн.: К проблеме связи Урала и Тянь-Шаня. Алма-Ата, 1969, с. 168—179.

Аполлонов М. К., Чугаева М. Н. Батырбайсайский разрез кембрия и ордовика в Малом Каратау: (Южный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1982, № 4, с. 36—46.

Аполлонов М. К., Чугаева М. Н. Проблема границы кембрия и ордовика. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 16—25.

Аполлонов М. К., Чугаева М. Н. Некоторые трилобиты из пограничных отложений кембрия и ордовика лога Батырбай в Малом Каратау. — Там же, с. 66—90.

Бакиров С. Б. Соркольское месторождение глиногипса. — Тр. КазПТИ, 1962, вып. 22, с. 108—112.

Бакиров С. Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений хребта Малый Каратау и Чуйской впадины. — Тр. КазПТИ, 1965, вып. 25, с. 148—150.

Бакиров С. Б. Стратиграфия верхнепалеозойских отложений Чуйской впадины и Малого Каратау. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 2, с. 178—183.

Бакиров С. Б., Власов В. И., Ли А. Б. Каменноугольная система. Чуйская впадина, Малый Каратау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40. кн. 1, с. 267—282.

Бакиров С. Б., Зуб В. В. О наличии морских среднекаменноугольных отложений в Чуйской впадине. — Тр. КазПТИ, 1967, вып. 26, с. 116—119.

Бакиров С. Б., Колесникова И. З. О верхнепалеозойских туфах Малого Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 5, с. 63—66.

Безруков П. Л. Месторождения высококачественных пластовых фосфоритов хребта Каратау. — Докл. АН СССР, 1941, т. 30, № 5, с. 431—433.

Безруков П. Л. Геологическое строение фосфоритоносного бассейна Каратау и основные результаты геолого-поисковых работ. — В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954, с. 3—66.

Бектелеуов А. К. Палетки для определения элементов залегания вертикальных однородно намагниченных пластов, ограниченных на глубину и по простиранию. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 1, с. 75—77.

Беляков Л. В. Физические основы механизма надвиговых покровов и крупноамплитудных межформационных смещений в земной коре на примере Центрального Каратау. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 1969, с. 6—7.

Беспалов В. Ф. Рифей и кембрий Центральной Азии. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 8, с. 68—85.

Беспалов В. Ф. Геологическая карта КазССР и прилегающих территорий союзных республик. Л.: Недра, 1967.

Беспалов В. Ф. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата: Наука, 1971. 364 с.

Беспалов В. Ф. Тектоническая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик. М-б 1:1 500 000: Объяснительная записка. Алма-Ата: Наука, 1975.

Билибин Ю. А. Общие вопросы металлогении золота. — Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Т. 2. 498 с.

Богуш О. И., Юферев О. В. Фораминиферы и стратиграфия каменноугольных отложений Каратау и западных отрогов Таласского Алатау. Новосибирск: Наука, 1962.

Борисяк А. Л. О новом представителе семейства Indricotheriidae. — В кн.: Академику В. А. Обручеву к 50-летию научной и педагогической деятельности. М.: Изд-во АН СССР, 1939, т. 2, с. 271—276.

Бляхова С. М., Шахвердов В. А. Расчленение и корреляция палеоцена и эоцена Чу-Сарысуьской депрессии. — Сов. геология, 1984, № 2, с. 53—66.

Боровиков Л. И. Первая находка ископаемых остатков сфинктозоа в малокаройской свите хребта Малый Каратау: (Южный Казахстан). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1978, № 5, с. 5—14.

Боровиков Л. И., Малов В. В. и др. Стратиграфия докембрийских образований Восточного Казахстана и проблемы, связанные с ее изучением. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 1, с. 24—39.

Боровиков Л. И., Семилетин С. А. О возрасте шабактинской свиты хребта Малый Каратау: (Южный Казахстан). — Сов. геология, 1984, № 12, с. 69—71.

Бронгулеев В. В. Строение среднепалеозойского структурного этажа Центрального Каратау. М.: Гостоптехиздат, 1961. 284 с.

Бубличенко Н. Л. Заметки о нижнем палеозое хребта Каратау: (Северный Туркестан). — Пробл. сов. геол., 1935, т. 5, № 11, с. 1057—1064.

Бувалкин А. К. Стратиграфия юрских отложений Таскомырсайского каменноугольного месторождения. — В кн.: Уч. зап. КазГУ. Геол. и географ., 1958, т. 36, вып. 4, с. 46—60.

Бувалкин А. К. Геология и условия формирования верхнеюрских отложений Южного Казахстана. — Тр. ИГН АН КазССР, 1968, т. 23, с. 31—109.

Бувалкин А. К. и др. Триасовая и юрская системы: Хребет Каратау и отроги Таласского Алатау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 1, с. 369—381.

Буш В. А. Об орогенных структурах молодых платформ и содержании терминов «фундамент» и «чехол». — В кн.: Строение фундамента молодых платформ. М.: Наука, 1972, с. 77—80.

Быкадоров В. А., Бляхова С. М., Ибрагимов Ф. Н. и др. Стратиграфия нижнепалеогеновых отложений Восточных Кызылкумов и юго-западных предгорий хр. Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 1, с. 59—74.

Быкадоров В. А., Загоруйко В. А., Лосева А. В. и др. Стратиграфия палеогена западных районов Южного Казахстана. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, № 1, с. 74—82.

Быкадоров В. А., Цирельсон Б. С. и др. Еще раз о мезозойских и третичных отложениях хребта Каратау в Южном Казахстане. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1966, т. 51, № 2, с. 76—83.

Валеев Ф. Я. Карбонатные формации Центрального Каратау: (Южный Казахстан). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1984, № 4, с. 27—37.

Валеев Ф. Я. Основные черты среднепалеозойской структуры Центрального Каратау: (Южный Казахстан). — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1985, № 2, с. 47—57.

Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенезиса. — В кн.: Геология и геохимия. Л.: Госгеолиздат, 1957, вып. I/VII, с. 156—176.

Вассоевич Н. Б. Флиш и тектоническая обстановка его образования. — В кн.: Международный геологический конгресс: X сессия, секция 4. 1958а, т. 1, с. 303—343.

Вассоевич Н. Б. Крупнообломочные породы. — В кн.: Справ. рук-во по петрографии осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958б, т. 2, с. 15—76.

Вебер В. Н. Восточный Каратау. — Изв. Геолкома, 1925, т. 46, № 9, с. 813—904.

Вебер В. Н. Трилобиты Туркестана. М.: Госгеолиздат, 1932. 157 с.

Вебер В. Н. Геологическая карта Средней Азии: Лист Аулие-Ата (северо-западная часть). — Тр. ЦНИГРИ, 1935, вып. 67. 84 с.

Вебер В. Н. Трилобиты силурийских отложений СССР: Нижнесилурийские трилобиты. М.; Л.: Госгеолиздат, 1948. Т. 49, вып. 1. 113 с.

Вендланд К. Н. Шонкинитовый массив Ирису: Мат. по геол. Средней Азии. Ташкент, 1937, вып. 7. 96 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М.: Мир, 1969. 247 с.

Галицкий В. В. Тектоника Центрального Каратау. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1936, т. 14(4), с. 351—377.

Галицкий В. В. Новые данные по тектонике Центрального Каратау. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 3, с. 471—491.

Галицкий В. В. Источники типа «воклюз» в Центральном Каратау и геологическое строение их окрестностей. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 2—3, с. 471—480.

Галицкий В. В. Тектоника хребта Каратау: (Южный Казахстан). — В кн.: Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1967, с. 3—47.

Галицкий В. В. Девонская и каменноугольная системы Большого Каратау и отрогов Таласского Алатау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971а, т. 40, кн. 1, с. 183—199, с. 245—267.

Галицкий В. В. Большой Каратау и отроги Таласского Алатау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971б, т. 40, кн. 2, с. 111—118.

Гарецкий Р. Г., Шлезингер А. Е., Яншин А. Л. Основные закономерности строения и развития молодых платформ. — Геотектоника, 1981, № 5, с. 3—8.

Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 1. 536 с.; кн. 2. 380 с.

Геологическая карта Казахской ССР. М-6 1:500 000. Серия Южноказахстанская: Объяснит. записка. Алма-Ата, 1981. 247 с.

Геологический путеводитель экскурсии по Каратау. Алма-Ата, 1981. 57 с.

Геккер Р. Ф. Каратауское местонахождение фауны и флоры юрского возраста. — Тр. ПИН АН СССР, 1948, т. 15, вып. 1, с. 7—82.

Гершакович Д. Е., Конохов А. И. Седиментогенез в зонах восточных пограничных течений Мирового океана. — В кн.: Проблемы современной литологии и осадочных полезных ископаемых. Новосибирск: Наука, 1977, с. 18—24.

Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. М.: Изд-во АН СССР, 1959. Ч. 1. 254 с.

Гиммельфарб Б. М. Закономерности размещения месторождений фосфоритов СССР и их генетическая классификация. М.: Недра, 1965. 308 с.

Гиммельфарб Б. М., Соколов А. С. Геология и полезные ископаемые Чулактау. — В кн.: Фосфориты Каратау. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1954, с. 67—182.

Гиммельфарб Б. М., Тушина А. М. Характеристика фосфоритовых месторождений Каратауского бассейна. — Тр. научно-исслед. ин-та горн.-хим. сырья. М., 1969, вып. 13, с. 25—36.

- Градзинский и др.* Седиментология /Пер. с польск. М.: Недра, 1980. 640 с.
- Грум-Гржимайло О. С.* О происхождении глыбовых складок Большого Каратау: (Южный Казахстан). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1962, № 12, с. 16—27.
- Гуллева Л. А., Иткина Е. С., Тихомиров В. И.* Геохимия и фации морских и континентальных солеродных бассейнов Чу-Сарысуйской депрессии. М.: Наука, 1968. 118 с.
- Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др.* Фации метаморфизма. М.: Недра, 1970. 432 с.
- Докембрий Средней Азии.* Л.: Наука, 1982. 263 с.
- Долуденко М. П., Орловская Э. Р.* Юрская флора Каратау. М.: Наука, 1976. 154 с.
- Думитрашко Н. В.* Сопоставление древнего оледенения Кавказа и Тянь-Шаня. — Уч. зап. САИГИМС: Материалы к Среднеазиатскому и Казахстанскому межведомственному совещанию по изучению четвертичного периода. Ташкент, 1960, вып. 4, с. 74—75.
- Еганов Э. А., Советов Ю. К.* Каратау — модель региона фосфоритонакопления. Новосибирск: Наука, 1979. 190 с.
- Еганов Э. А., Советов Ю. К., Страхов Г. В.* Верхний докембрий Малого Каратау: (Казахстан). — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 2, с. 413—416.
- Елисеев Н. А.* Метаморфизм. М.: Недра, 1963. 428 с.
- Ергалиев Г. Х.* Первая находка верхнекембрийских трилобитов в Большом Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1962, № 5, с. 71—82.
- Ергалиев Г. Х.* К стратиграфии венда и кембрия Байконур-Каратау-Джебаглинской зоны. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 12—25.
- Ергалиев Г. Х.* Стратиграфия и биостратиграфия кембрия и тремадока Байконур-Каратау-Жабаглинской зоны Восточного Казахстана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1967. 19 с., 3 табл.
- Ергалиев Г. Х.* Кембрийская система: Большой Каратау и отроги Таласского Алатау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 1, с. 67—79.
- Ергалиев Г. Х.* Кембрийская система: Малый Каратау. — Там же, с. 79—82.
- Ергалиев Г. Х.* Схема стратиграфии кембрийских отложений Южного и западной части Центрального Казахстана. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 1, с. 112—115.
- Ергалиев Г. Х.* Непрерывный разрез среднего и верхнего кембрия и тремадока Малого Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1979, № 4-5, с. 41—52.
- Ергалиев Г. Х.* Трилобиты среднего и верхнего кембрия Малого Каратау. Алма-Ата: Наука, 1980. 212 с.
- Ергалиев Г. Х.* Краткий очерк геологического строения докембрия и кембрия Каратау. — В кн.: Геологический путеводитель экскурсии по Каратау. Алма-Ата, 1981, с. 2—7.
- Ергалиев Г. Х.* Некоторые трилобиты верхнего кембрия и нижнего ордовика Большого Каратау и Улутау. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана. Алма-Ата, 1983, с. 35—66.
- Ергалиев Г. Х., Косанов К. Т.* Разрез по р. Кыр-Шабакты. — В кн.: Геологический путеводитель экскурсии по Каратау. Алма-Ата, 1981, с. 49—54.
- Ергалиев Г. Х., Покровская Н. В.* Нижнекембрийские трилобиты Малого Каратау: (Южный Казахстан). Алма-Ата: Наука, 1977. 140 с.
- Зайцев Ю. А., Филатова Л. И.* Новые данные о строении докембрия Улутау: (в связи с разработкой единой стратиграфической схемы докембрия Центрального Казахстана). — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М.: Изд-во МГУ, 1971, т. 10, с. 21—91.
- Ибрагимов Ф. М., Богатырев О. С., Игнатюк О. В.* Герцинский магматизм в юго-западных отрогах Северо-Западного Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 3, с. 81—86.
- Ильинская М. Н., Максумова Р. А.* Состав, особенности формирования и вторичная минерализация пород курганской свиты: (Южный Казахстан). — Докл. АН СССР, 1970, т. 195, № 3, с. 696—699.
- Ильинская М. Н., Максумова Р. А.* Телеприкластические отложения в составе курганской свиты (венд) Талассо-Каратауской зоны. — Литология и полезные ископаемые, 1973, № 1, с. 96—99.
- Карта новейшей тектоники юга СССР* /Под ред. Полкановой Л. П. М.: Изд-во ГУГК, 1972.
- Кассин Н. Г.* Очерк тектоники Казахстана. — Пробл. сов. геол., 1934а, № 6, с. 161—181.
- Кассин Н. Г.* Вулканизм Казахстана. — Пробл. сов. геол., 1934б, № 9, с. 37—61.
- Кассин Н. Г.* Докембрий Казахстана. — Сов. геология, 1938, № 11, с. 22—41.
- Кассин Н. Г.* Кембрий Казахстана. — Сов. геология, 1940, № 4, с. 55—72.
- Кассин Н. Г.* Материалы по палеогеографии Казахстана. — Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1947. 257 с.

- Кассин Н. Г.* Развитие геологических структур Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1951, вып. 14, № 114, с. 3—25.
- Кассин Н. Г.* Развитие геологических структур Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1952, вып. 15, № 119, с. 3—18.
- Касымов М. А.* Особенности эволюции магматизма и метаморфизма раннего докембрия Казахстана: (Мугуджары, Чу-Илийские горы, Центральный Каратау). — В кн.: Проблемы петрологии Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1984, т. 1, с. 150—151.
- Касымов М. А., Хайбуллин Р. Р., Ильянов Т. С.* Геологическое строение Бессазского блока. — В кн.: Геологический путеводитель экскурсии по Каратау. Алма-Ата, 1981.
- Касымов М. А., Халилов В. А., Злобин Г. А. и др.* Радиологическое датирование плагиогранито-гнейсов Бессазского блока Каратау: (Южный Казахстан). — В кн.: Проблемы изотопного датирования процессов метаморфизма и метасоматоза. М., 1985.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В.* Тектоника Кокчетавского массива в Северном Казахстане. — Бюл. МОИП. Сер. геол., 1959, № 2, с. 19—43.
- Келлер Б. М., Королев В. Г., Крылов И. Н.* К расчленению верхнего протерозоя Тянь-Шаня. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 4, с. 101—105.
- Келлер Б. М., Покровская Н. В.* Новые данные о возрасте фосфоритов Каратау. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1965, № 6, с. 78—91.
- Киселев В. В., Королев В. Г.* Тектоника докембрия Средней Азии и Центрального Казахстана. Фрунзе: Илим, 1972. 79 с.
- Киселев В. В., Королев В. Г., Краснобаев А. А. и др.* О добайкальском возрасте некоторых гранитоидных интрузий в западной части Киргизского хребта: (Тянь-Шань). — Докл. АН СССР, 1974, т. 214, № 2, с. 407—409.
- Кичман Э. С.* К стратиграфии кокджотской серии хребта Малого Каратау. — В кн.: Стратиграфия докембрия Казахстана и Тянь-Шаня. М.: Изд-во МГУ, 1971.
- Книппер А. Л.* О происхождении тиллитоподобных конгломератов Южного Улутау: (Центральный Казахстан). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1962, № 4, с. 66—75.
- Колотухина С. Е.* Литология и фации карбонатной толщи верхнего фамена и нижнего карбона хребта Каратау: (Южный Казахстан). — Тр. ГИН АН СССР, 1956, вып. 4, с. 75—131.
- Компанейцев В. П.* Щелочные породы хребта Каратау: (Южный Казахстан). — В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974.
- Конева С. П., Попов Л. Е.* Некоторые новые лингулиды из верхнего кембрия и нижнего ордовика Малого Каратау. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 112—124.
- Коржинский Д. С., Перцев Н. Н., Зотов И. А.* Трансмагматические флюиды и магматогеинное рудообразование. К проблеме мантийного источника оруденения: Тез. докл. VI симпозиума МАГРМ. Тбилиси, 1982, с. 31—32.
- Королев В. Г.* Схема тектонического районирования Тянь-Шаня и смежных районов. — Изв. Кирг. филиала Всес. геогр. об-ва, 1961, вып. 3, с. 81—103.
- Королев В. Г.* Особенности строения и развития геосинклиналей Средней Азии в верхнем протерозое. — В кн.: Проблемы геологии Средней Азии и Казахстана. М.: Наука, 1967, с. 34—43.
- Королев В. Г.* Стратиграфия: Докембрий. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1972, т. 25, кн. 1, с. 38—74.
- Королев В. Г.* Вендомий в пределах СССР: Средняя Азия и Центральный Казахстан. — В кн.: Стратиграфия, палеонтология. М., 1974, т. 5, с. 40—44.
- Королев В. Г., Киселев В. В.* Рифей Тянь-Шаня. — В кн.: Допалеозой и палеогой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 1, с. 74—77.
- Королев В. Г., Максумова Р. А.* Поздний докембрий Таласского Алатау. — Тр. Фрунзенского политехн. ин-та, 1964, вып. 19, с. 48—55.
- Королев В. Г., Максумова Р. А.* Аналоги вендского комплекса в Малом Каратау. — Тр. Фрунзенского политехн. ин-та. Геология и горное дело. Фрунзе, 1968, вып. 24, с. 20—27.
- Королев В. Г., Максумова Р. А.* Кыр-шабактинская свита и соотношение карайской и тамдинской серий хр. Малый Каратау. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7, с. 84—89.
- Костенко Н. Н.* Общая схема стратиграфии антропогена Казахстана. — Уч. зап. САИГИМСа, 1960, вып. 4, с. 51—53.
- Костенко Н. Н.* Четвертичная система. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 1, с. 497—531.
- Костенко Н. Н., Савинова А. П. и др.* Миоцен Восточных Кызылкумов. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, вып. 4(29), с. 161—164.
- Кузнецов Ю. А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964. 387 с.
- Кутолин В. А.* Петрохимические особенности кислых производных базальтовой магмы платформенных областей. — Геология и геофизика, 1964, № 2, с. 74—81.

- Кутюлин В. А.* Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969. 142 с.
- Кушев В. Г.* Новые данные о возрасте пород Чаткало-Нарынской зоны: (Южный Тянь-Шань). — В кн.: Некоторые вопросы геологии азиатской части СССР. М.; Л.: Изд-во АН СССР, 1959, с. 90—93.
- Краськов Л. Н., Смирнова Л. Н.* О первых находках вендских и нижнекембрийских микрофоросиллий в Большом Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1982, № 4, с. 19—22.
- Кренер А.* Складчатые пояса и тектоника плит в докембрии. — В кн.: Геология докембрия. М.: Наука, 1984, с. 119—124.
- Крылов И. Н.* Рифейские нижнекембрийские строматолиты Тянь-Шаня и Каратау. М.: Наука, 1967. 78 с.
- Лафонд Е. К.* Апвеллинг. — В кн.: Океанографическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоздат, 1974, с. 20—22.
- Ли А. Б.* Тектоника и перспективы нефтегазоносности Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975. 219 с.
- Лисогор К. А.* Предварительные результаты изучения биостратиграфии тамдинской свиты Малого Каратау. — Тр. совещ. по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, т. 1, с. 259—263.
- Лисогор К. А.* Биостратиграфия тамдинской серии Малого Каратау. — Докл. АН СССР, 1966а, т. 169, № 1, с. 184—187.
- Лисогор К. А.* Стратиграфия нижнего палеозоя (тамдинской серии) юго-восточной части хребта Малый Каратау. — В кн.: Геология: (тематический сборник статей аспирантов и соискателей). Алма-Ата, 1966б, вып. 1, с. 3—13.
- Лисогор К. А.* Ордовикская система, Малый Каратау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 1, с. 118—121.
- Лисогор К. А.* О границе кембрия и ордовика в Казахстане по трилобитам. — В кн.: Геология и разведка недр. Алма-Ата, 1974, вып. IV, с. 37—44.
- Лисогор К. А.* Биостратиграфия и трилобиты верхнего кембрия и тремадока Малого Каратау: (Южный Казахстан). — В кн.: Биостратиграфия и фауна верхнего кембрия и пограничных с ним слоев. Новосибирск: Наука, 1977, вып. 313, с. 197—265.
- Лобач-Жученко С. Б., Чекулова В. П., Афанасьева Л. И.* Химический состав ладожской формации Балтийского щита и о балансе вещества при процессах метаморфизма и ультраметаморфизма. — Геохимия, 1972, № 3, с. 355—361.
- Логачев А. А.* Методическое руководство по аэромагнитной съемке. М.: Госгеолтехиздат, 1955. 146 с.
- Логачев А. А.* Курс магниторазведки. 2-е изд. Л.: Гостоптехиздат, 1962. 360 с.
- Ляпичев Г. Ф.* История вулканизма в Казахстане. — В кн.: Вулканогенно-осадочный лито- и рудогенез. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 5—18.
- Ляпичев Г. Ф.* Тектономагматические аспекты металлогенического анализа. — В кн.: Металлогения Казахстана. Металлогенические комплексы и закономерности их проявления. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 14—49.
- Ляпичев Г. Ф. и др.* К вопросу о классификации магматических горных пород. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1974, № 6, с. 12—22.
- Ляпичев и др.* — В кн.: Металлогения Казахстана: Типы структурно-формационных комплексов и тектоническое районирование палеозоид. Алма-Ата: Наука, 1977.
- Любецкий В. Н., Полевая Л. Д.* Основные черты тектонического развития и металлогении Каратау. — В кн.: Характеристика геологических формаций Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1975, с. 128—166.
- Магматические комплексы Казахстана: Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система.* Алма-Ата: Наука, 1982. 236 с.
- Макарычев Г. И.* Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1957, т. 32, № 4, с. 83—104.
- Макарычев Г. И.* Стратиграфия протерозойских и нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. — В кн.: Тр. Совещания по унификации стратиграфических схем допалеозоя и палеозоя Восточного Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960, т. 1, с. 183—193.
- Макарычев Г. И.* Геосинклиальный процесс и становление континентальной земной коры в Тянь-Шане. — Тр. ГИН АН СССР, 1978, вып. 318. 196 с.
- Макарычев Г. И., Пазилова В. И.* Связь магматизма с тектоникой на примере формирования структуры Каратау: (Южный Казахстан). — Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 93, с. 173—175.
- Макарычев Г. И., Пазилова В. И.* Строение фундамента и ранние стадии развития геосинклинали Каратау: (Южный Казахстан). — Геотектоника, 1973, № 6, с. 75—87.
- Максимова Р. А.* Байкальский орогенный комплекс Северного Тянь-Шаня и Южного Казахстана. Фрунзе: Илим, 1980. 144 с.
- Маракушев А. А.* Проблемы минеральных фаций метаморфических и метасоматических горных пород. М.: Наука, 1965. 327 с.

Марфенкова М. М. Биостратиграфия нижнекаменноугольных отложений Чуйской впадины. — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 2.

Марфенкова М. М. Карбон Южного Казахстана, обоснование ярусного расчленения нижней и верхней границы: Тез. докл. VIII Международного конгресса по стратиграфии и геологии карбона. М.: Наука, 1975а. 218 с.

Марфенкова М. М. Палеобиогеографическое районирование Южного Казахстана в каменноугольном периоде. — В кн.: Стратиграфия и биогеография морей и суши каменноугольного периода на территории СССР. Киев: Высшая школа, 1975б, с. 141—152.

Марфенкова М. М. Биостратиграфия и фораминиферы каменноугольных отложений Южного Казахстана. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1976, с. 3—29.

Марфенкова М. М. Опорный разрез нижней части башкирского яруса Южного Казахстана: Бас-сунгинский горизонт. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1977, № 4, с. 57—62.

Марфенкова М. М. Фораминиферы и стратиграфия нижнего и среднего визе Южного Казахстана. — В кн.: Биостратиграфия и палеобиогеография девона и карбона азиатской части СССР. Новосибирск: Наука, 1978, с. 78—100.

Марфенкова М. М. Каменноугольная система: Чу-Кендыктасский антиклинорий. — В кн.: Геология Чу-Илийского региона. Алма-Ата: Наука, 1980, с. 139—143.

Марфенкова М. М. Стратиграфия отложений серпуховского яруса Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 2, с. 6—14.

Марфенкова М. М. Зональное расчленение отложений нижнего и нижней части среднего карбона Южного Казахстана. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1982, № 2, с. 1—11.

Марфенкова М. М. Зональная стратиграфия и палеобиогеографическое районирование Казахстана в раннем карбоне — основа для крупномасштабного геологического картирования. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1984а, № 6, с. 18—21.

Марфенкова М. М. Биостратиграфические исследования в Каратауском рудном районе: (Южный Казахстан). — В кн.: Современные задачи палеонтологии и биостратиграфии в развитии минерально-сырьевой базы. Л.: Наука, 1984б, с. 141—145.

Машкара И. И. К стратиграфии и тектонике северо-восточной ветви Каратау: (Южный Казахстан). — Пробл. сов. геол., 1938, № 1, с. 47—59.

Машкара И. И. Геология Центрального Каратау: Мат. по геол. и полезн. ископ. Казахстана. М.; Л., 1939, вып. 1, с. 15—30.

Медоев А. Г. Геохронология палеолита Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1982. 51 с.

Милановский Е. Е. Рифтовые зоны геологического прошлого и эволюция рифтогенеза в истории Земли. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977, с. 5—11.

Миссаржевский В. В. Расчленение и корреляция пограничных толщ докембрия и кембрия по некоторым древнейшим группам скелетных организмов. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1982, т. 57, вып. 5, с. 52—67.

Миссаржевский В. В., Мамбетов А. М. Стратиграфия и фауна пограничных слоев кембрия и докембрия Малого Каратау. — Тр. ГИН АН СССР, 1981, вып. 320, 90 с.

Мирошниченко Л. А., Сыромятников Н. Г., Ильющенко Н. П. и др. Источники рудного вещества и особенности формирования стратиформных месторождений Каратау: Тез. докл. VI симпозиума МАГРМ. Тбилиси, 1982, с. 36—37.

Мордвилко Т. А. К вопросу о параллелизации третичных отложений Каратау со смежными районами Средней Азии и Казахстана. — Пробл. сов. геол., 1936, т. 4, № 12, с. 1055—1066.

Мураховская Е. И. Спорно-пыльцевые комплексы верхнеюрских отложений Восточного Казахстана. — Тр. ИГН АН КазССР, 1968, т. 28, с. 111—118.

Муратов М. В. Тектоническое расчленение территории Советского Союза и основные черты строения складчатых поясов. — Изв. вузов, 1967, № 10, с. 17—63.

Муратов М. В., Бондаренко В. Г., Плахотный Л. Г., Черняк Н. И. Строение складчатого основания равнинного Крыма. — Геотектоника, 1968, № 4, с. 54—70.

Мурдмаа И. О. Океанические фауны. — В кн.: Океанология. Геология склона. Осадкообразование и магматизм океана. М.: Наука, 1979, с. 269—303.

Наливкин Д. В. Северный Каратау. — Изв. Геолкома, 1924, т. 43, № 9, с. 1065—1082.

Недовизин А. А. Новые данные по стратиграфии рифейских отложений гор Каратау: (Южный Казахстан). — Докл. АН СССР, 1968, т. 183, № 4, с. 907—909.

Недовизин А. А. Большой Каратау и строги Таласского Алатау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 1, с. 30—36.

Недовизин А. А., Кичман Э. С. Докембрий: Малый Каратау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 1, с. 39—45.

Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1972. Ч. 1. Стратиграфия. 242 с.

Никитин И. Ф. Ордовик Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1973. Ч. 2. Палеогеография, палеотектоника. 275 с.

Никитин И. Ф., Попов Л. Е. Замковые брахиоподы из верхнего кембрия и нижнего ордовика Малого Каратау. — В кн.: Стратиграфия и палеонтология нижнего палеозоя Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983, с. 124—135.

Никитин И. Ф., Цай Д. Т., Никитина О. И. Новые данные по стратиграфии нижнепалеозойских отложений Большого Каратау. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1978, № 4, с. 48—51.

Никифорова К. В. Кайнозой Голодной степи Центрального Казахстана. М.: Изд-во АН СССР, 1960 [Тр. геол. ин-та, вып. 45]. 252 с.

Николаев В. А. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — Зап. Всероссийского минер. общ., 1933, № 2, с. 354—355.

Николаев В. А. О природе и морфологическом типе глубинных разломов: (на примере Главного разлома хр. Каратау). — Сов. геол., 1959, № 7, с. 73—80.

Николаев Н. И. Тектоника и металлогения хр. Каратау: (Южный Казахстан). — Тр. Моск. геологоразвед. ин-та им. Орджоникидзе, 1961, т. 37, с. 159—176.

Орлова М. П. Интрузии щелочных габброндов северо-западных отрогов Таласского Алатау. — Уч. зап. Ленинград. ун-та. Сер. геол., 1960, вып. 11, № 291, с. 91—121.

Орловская Э. Р. Нижнемезозойская флора Восточного Казахстана. — Тр. ИГН АН КазССР, 1968, т. 23, с. 64—80.

Пазилова В. И. Рифейские отложения Каратау: (Южный Казахстан). — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1968, вып. 1, с. 67—74.

Панфилов Д. В. Эколого-ландшафтная характеристика юрской фауны насекомых Казахстана. — В кн.: Юрские насекомые Казахстана. М.: Наука, 1968.

Паталаха Е. И. Классификация разрывных нарушений по отношению к складкообразовательному процессу. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1972, № 5, с. 14—25.

Паталаха Е. И., Гиоргобиани Т. В. Структурный анализ линейной складчатости на примере хребта Каратау: (каледонский цикл). Алма-Ата: Наука, 1975. 194 с.

Пейве А. В., Сицини В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналих. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1950, № 4, с. 28—52.

Петтиджон Ф. Осадочные породы. Пер. с англ. М.: Мир, 1981. 751 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сивер Р. Пески и песчаники. Пер. с англ. М.: Мир, 1976. 534 с.

Побережская Ш. И. Микрофоссилии древних толщ хребта Малый Каратау. — В кн.: Геология. Алма-Ата, 1970, вып. 6, с. 26—33.

Попов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1967, № 1, с. 3—17.

Попов В. И., Макарова С. Д., Станкевич Ю. В. и др. Руководство по определению осадочных фациальных комплексов и методика фациально-палеогеографического картирования. Л.: Гостоптехиздат, 1963. 714 с.

Постановления Межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. М.: Недра, 1981, вып. 19, с. 19—22; 1982, вып. 20, с. 30—31; вып. 21, с. 22—31.

Похвиснева Е. А. Условия образования девонских красноцветных отложений хребта Каратау: (Южный Казахстан). — Изв. вузов. Геол. и разв., 1959, № 4, с. 71—85.

Предоаский А. А. Геохимическая реконструкция первичного состава метаморфизованных вулканогенно-осадочных образований докембрия. Апатиты: Изд-во Кольского филиала АН СССР, 1970. 115 с.

Проводников Л. Я. Альбом палеток для определения намагниченных тел (глубины, мощности и интенсивности намагничения) без ошибки за выбор нормального пояса. Новосибирск, 1963. 121 с.

Проводников Л. Я. Фундамент платформенных областей Сибири. Новосибирск: Наука, 1975. 272 с.

Проводников Л. Я. Неотектоника — критерий достоверности интерпретации геофизических данных при изучении строения фундамента платформ. — В кн.: Проблемы геоморфологии и четвертичной геологии Северной Азии. Новосибирск: Наука, 1976.

Проводников Л. Я. Проявление в основных чертах неотектоники и рельефа элементов строения допалеозойского фундамента юга Западно-Сибирской плиты, Тургайского прогиба и восточной части Туранской плиты. — В кн.: История развития речных долин и проблемы мелиорации земель: Западная Сибирь и Средняя Азия. Новосибирск: Наука, 1979, с. 144—148.

Проводников Л. Я. К методике изучения допозднерифейского фундамента платформенных областей Казахстана и Средней Азии по магнитному и гравитационному полям. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 2, с. 75—83.

Проводников Л. Я., Бектелеуов А. К. Рельеф и петрофизическое районирование доверхнерифейского основания по геофизическим данным. — В кн.: Геология и полезные ископаемые юго-востока Тургайского прогиба и Северного Улытау. Алма-Ата: Наука, 1984, с. 193—197.

Проводников Л. Я., Пучкова Д. В., Шенлев В. С. К интерпретации магнитных ано-

малый способом касательных. — В кн.: Структурно-геоморфологические исследования Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск: Наука, 1973, вып. 2, с. 195—202.

Проводников Л. Я., Шеплев В. С. К обоснованию палеток, составленных для определения элементов залегания тел при неизвестном нулевом уровне. — Геология и геофизика, 1968, № 11, с. 101—103.

Проводников Л. Я., Шеплев В. С. По поводу критики одного палеточного метода. — Геология и геофизика, 1969, № 1, с. 140—144.

Пушкарев И. К., Шацков В. И., Иванов А. П. Глубинные сейсмические исследования по профилю Арысь—Балхаш. — В кн.: Геофизические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Казахстан, 1968, с. 43—47.

Разумова В. Н., Черняховский А. Г. Мезозойские и третичные отложения хребта Каратау в Южном Казахстане. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1964, т. 39, вып. 1, с. 88—108.

Решения Межведомственного совещания по разработке унифицированных схем докембрия и палеозоя Восточного Казахстана 1971 г. Л., 1976. 96 с., 25 табл.

Ржаникова Л. Н. Значение палинологических исследований для расчленения средне-верхнепалеозойских отложений в Южном Казахстане: (Чуйская впадина). — В кн.: Допалеозой и палеозой Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1974, т. 2, с. 199—200.

Савинова А. П., Костенко Н. Н. и др. Миоцен Восточных Кызылкумов. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971, вып. 4(29), с. 161—165.

Сагунов В. Г. Геология агрономических руд Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971.

Сатпаев К. И., Мониц В. К., Иванов А. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и метаморфических формаций. — Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 3, с. 3—5.

Сводный путеводитель Экскурсий 045А и 101А: Казахская ССР. Алма-Ата: Казахстан, 1984. 86 с.

Сидяченко А. И. Спирифериды и стратиграфия фаменских отложений Центрального и Юго-Восточного Каратау. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 154 с.

Синицын А. В. Проблема происхождения докембрийских зеленокаменных поясов. — Геотектоника, 1979, № 6, с. 3—19.

Советов Ю. К., Шенфельд Ю. В. Новая докембрийская микробиота: (Южный Казахстан). — Докл. АН СССР, 1977, т. 232, № 5, с. 1193—1196.

Страхов Н. М. Об эксгальциях на срединно-океанических хребтах как источнике рудных элементов в океанических осадках. — Литология и полезные ископаемые, 1974, № 3, с. 20—37.

Табылдиев К. Т. Литолого-геохимические особенности фосфоритоносной толщи и вопросы генезиса фосфоритов Малого Каратау. — В кн.: Литологические исследования в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1966, с. 81—90.

Табылдиев К. Т. Стратиграфия и геотектоника геосинклинальных фосфоритоносных областей Казахстана. — В кн.: Геология и ресурсы фосфатного сырья в Казахстане. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 8—31.

Табылдиев К. Т., Чербянова Л. Ф. Литолого-фациальные и палеогеографические исследования фосфоритоносных отложений кембрия Южного Казахстана. — В кн.: Информационный сборник научно-исследов. работ ИГН АН КазССР за 1972 г. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 73—82.

Табылдиев К. Т., Чербянова Л. Ф. Фациальные условия осадконакопления фосфоритоносной толщи Каратауского бассейна. — В кн.: Литология фосфоритоносных отложений. М.: Наука, 1976, с. 76—97.

Тажигаева П. Т., Азербайев Н. А., Фазылов Е. М. Позднекембрийские осадочные фаши геосинклинального развития Большого Каратау. — В кн.: Литология и осадочная геология докембрия. Алма-Ата: Наука, 1981, с. 28—29.

Тажигаева П. Т., Азербайев Н. А., Фазылов Е. М. Осадочные фаши венда и некоторые вопросы позднекембрийской истории геологического развития Большого Каратау. — В кн.: Проблемы осадочной геологии докембрия. М.: Наука, 1985, вып. 10, с. 128—137.

Тащнина М. В. Изверженные породы Боролдайтату и Кулантау: (хр. Каратау). Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1951. 108 с.

Тафеев Г. П., Соколов К. П. Геологическая интерпретация магнитных аномалий. Л.: Наука, 1981.

Тектоническая карта СССР и сопредельных стран. М-6 1:5 000 000: Объяснительная записка /Под ред. Шатского Н. С. М.: Госгеолнздат, 1957.

Тектоническая карта СССР. М-6 1:2 500 000 /Под ред. Спижарского Т. Н., 1966.

Тектоническая карта Евразии. М-6 1:5 000 000 /Под ред. Янишина А. Л., 1966.

Тектоническая карта Узбекской ССР /Под ред. Гарьковца В. Г., 1967.

Тектоническая карта области палеозойских складчатостей Казахстана и сопредель-

ных территорий (платформенный чехол снят). М-6 1:1 500 000 /Под ред. Абдулина А. А., Зайцева Ю. А. М.: МГУ, 1976.

Тимофеев П. П. Советская литология и пути ее развития. — В кн.: Литология на новом этапе развития геологических знаний. М., 1981, с. 6—20.

Трофимов А. К., Григина О. М. Граница плиоцена и плейстоцена Северного Тянь-Шаня по геологическим и палинологическим данным: Тез. докл. Междунар. симпозиума по проблеме «Граница неогена и четвертичной системы». М.: Наука, 1977, с. 24—25.

Турутанова-Кетова А. И. Материалы к стратиграфии Чокпаковского каменноугольного района в Южном Казахстане. — Тр. ГИН АН СССР, 1936, т. 5, с. 26—42.

Турутанова-Кетова А. И., Фадеева И. З. Материалы по изучению юрской флоры Ленгерского месторождения угля. — В кн.: Угленосные формации некоторых регионов СССР. М.: Изд-во АН СССР, 1961, с. 429—435.

Тушина А. М. Условия образования фосфоритов Каратау. — В кн.: Условия образования геосинклинальных фосфоритов. М.: Наука, 1973, с. 71—79.

Уилсон Дж. Л. Карбонатные фации в геологической истории /Пер. с англ. М.: Недра, 1980. 463 с.

Фации метаморфизма /Добрецов Н. Л., Ревердатто В. В., Соболев В. С. и др. М.: Недра, 1970. 432 с.

Фремд Г. М. Даубабинский щелочной стратовулкан в Таласском Алатау. — В кн.: Геологические и геофизические исследования в вулканических областях. М.: Изд-во АН СССР, 1963, с. 60—69.

Херасков Н. П. Геологические формации. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1952, т. 27, вып. 5, с. 31—52.

Херасков Н. П. Классификация формаций. — В кн.: Тектоника и формации. М.: Наука, 1967, с. 270—282.

Хворова И. В. Кремненакопления в геосинклинальных областях прошлого. — В кн.: Осадконакопление и полезные ископаемые вулканических областей прошлого. М.: Наука, 1968, т. 1, с. 9—136.

Хворова И. В. Терригенные обломочные отложения океанов и некоторых морей. — Литология и полезные ископаемые, 1978, № 4, с. 3—23.

Хворова И. В. Основные черты седиментации в палеозойских геосинклинальных бассейнах и ее сравнение с седиментацией в современных океанах. — В кн.: Геология Мирового океана: 27 Международный геол. конгресс, т. 6, ч. 1. М.: Наука, 1984.

Хворова И. В. и др. Олисторомы. — В кн.: Формации Сакмарского аллохтона [Тр. ГИН АН СССР, вып. 311]. М.: Наука, 1978, с. 190—194.

Холодов В. Н. Осадочный рудогенез и металлогения ванадия. — Тр. ГИН АН СССР, 1973, вып. 251. 262 с.

Хэллем Э. Интерпретация фаций и стратиграфическая последовательность /Пер. с англ. М.: Мир, 1983. 328 с.

Чербянова Л. Ф. Структурные и текстурные особенности фосфоритов Малого Каратау. — В кн.: Геология и ресурсы фосфатного сырья Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1973, с. 74—80.

Чербянова Л. Ф. Литологические особенности и условия формирования фосфоритонесной толщи Малого Каратау. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Алма-Ата, 1977. 22 с.

Черняховский А. Г. К вопросу о расчленении плиоцен-четвертичных отложений хр. Каратау. — Бюл. комис. по изучению четвертичного периода, 1962, № 27, с. 98—105.

Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды. М.: Наука, 1978. 204 с.

Шелл И. И. Айсберги. — В кн.: Океанологическая энциклопедия. Л.: Гидрометеоиздат, 1974, с. 12—14.

Щерба Г. Н. Геотектоногены и рудные пояса. Алма-Ата: Наука, 1970. 184 с.

Щерба Г. Н. Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 240 с.

Щерба Г. Н., Сенчило Н. П., Степанов В. В. и др. Металлогенические провинции и пояса Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1983. 240 с.

Шлыгин А. Е., Костенко Н. Н., Галицкий В. В. История геологического развития Южного Казахстана. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 2, с. 228—261.

Шутов В. Д. Классификация песчаников. — Литология и полезные ископаемые, 1967, № 5, с. 86—103.

Эз В. В. Тектоника северо-западной части Центрального Казахстана. — Советская геология, 1954, т. 41, с. 115—130.

Эз В. В. О влиянии герцинской складчатости на структуры каледонского этажа в хр. Каратау и об этапности складчатости. — В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизмы образования. М.: Изд-во АН СССР, 1962, с. 240—249.

Зидлин Р. А., Эренбург М. С. Строение земной коры Чу-Сарысуйской депрессии и ее обрамления. — Сов. геология, 1978, № 8, с. 93—107.

Ярмак Г. А. Тектоника хр. Малый Каратау. — В кн.: Геология: (Тематический сборник статей аспирантов и соискателей). Алма-Ата, 1970, вып. 41, с. 69—82.

Ярмак Г. А. Тектоника: Малый Каратау. — В кн.: Геология СССР. М.: Недра, 1971, т. 40, кн. 2, с. 118—122.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава 1	
Основные черты геологического строения и районирование. <i>А. А. Абдулин, М. А. Чимбулатов, Г. Х. Ергалиев, М. А. Касымов, Ф. Я. Валеев</i>	5
Глава 2	
Стратиграфия	8
Нижний протерозой. <i>А. А. Абдулин, М. А. Касымов, Р. Р. Хайбуллин, Т. С. Ильянов</i>	8
Рифей	13
Большой Каратау. <i>А. А. Абдулин, М. А. Касымов, И. В. Евлентьев, Р. Р. Хайбуллин</i>	13
Средний рифей	13
Верхний рифей	13
Малый Каратау. <i>Г. Х. Ергалиев, К. Т. Косанов, Б. С. Ушкенов, С. Я. Шувалов</i>	15
Верхний рифей	15
Венд	16
Большой Каратау. <i>Н. А. Азербает, Г. Х. Ергалиев, Е. М. Фазылов</i>	17
Малый Каратау. <i>Г. Х. Ергалиев, К. Т. Косанов, Б. С. Ушкенов, С. Я. Шувалов</i>	25
Венд — нижний палеозой. <i>А. А. Абдулин, Г. Х. Ергалиев, Ж. С. Саргаскаев</i>	29
Кембрийская система	35
Большой Каратау. <i>Г. Х. Ергалиев, Н. А. Азербает</i>	35
Нижний — средний отделы	35
Средний — верхний отделы	39
Малый Каратау	40
Нижний отдел. <i>Г. Х. Ергалиев, С. П. Конева, А. Н. Несипбаев</i>	41
Нижний, средний и верхний отделы. <i>Г. Х. Ергалиев, С. П. Конева</i>	44
Ордовикская система	45
Большой Каратау. <i>Д. Т. Цай, Н. А. Азербает, О. И. Никитина</i>	46
Нижний отдел	46
Нижний — средний отделы	47
Средний отдел	48
Верхний отдел	49
Малый Каратау	49
Нижний — средний отделы. <i>М. К. Аполлонов, В. Г. Жемчужников</i>	50
Средний отдел. <i>М. К. Аполлонов, Г. Х. Ергалиев, К. Т. Косанов</i>	51
Девонская система	52
Большой Каратау	53
Средний отдел. <i>Ф. Я. Валеев, Е. Т. Турсункулов</i>	53
Верхний отдел	55
Франский ярус. <i>Ф. Я. Валеев, М. М. Марфенкова, Е. Т. Турсункулов</i>	55

Фаменский ярус. <i>М. М. Марфенкова, Ф. Я. Валеев, Л. И. Каплун, Д. И. Козенюк, Е. Т. Турсункулов, Б. Б. Кониркульжаев</i>	55
Центральный Каратау	56
Северо-Западный Каратау	61
Юго-Восточный Каратау	64
Малый Каратау	67
Фаменский ярус. <i>М. М. Марфенкова, С. И. Кирсанов, А. П. Шаранков</i>	67
Каменноугольная система	67
Большой Каратау	68
Нижний отдел	68
Турнейский ярус. <i>М. М. Марфенкова, Ф. Я. Валеев</i>	68
Визейский ярус. <i>М. М. Марфенкова</i>	74
Серпуховский ярус. <i>М. М. Марфенкова</i>	78
Средний отдел	79
Башкирский ярус. <i>М. М. Марфенкова</i>	79
Малый Каратау	82
Нижний отдел	82
Турнейский ярус. <i>М. М. Марфенкова, С. И. Кирсанов, А. П. Шаранков</i>	82
Визейский ярус. <i>М. М. Марфенкова</i>	85
Серпуховский ярус. <i>М. М. Марфенкова</i>	86
Средний отдел	87
Башкирский ярус. <i>М. М. Марфенкова</i>	87
Нерасчлененные средне-верхнекаменноугольные отложения. <i>М. М. Марфенкова, С. Б. Бакиров</i>	89
Нижний отдел. <i>М. М. Марфенкова</i>	90
Турнейский ярус	90
Визейский ярус	90
Серпуховский ярус	90
Средний — верхний отделы. <i>М. М. Марфенкова</i>	91
Пермская система. <i>С. Б. Бакиров</i>	91
Нижний отдел	91
Нижний — верхний отделы	93
Верхний отдел	94
Триасовая система. <i>А. К. Бувалкин, Л. И. Котова</i>	97
Юрская система. <i>А. К. Бувалкин, Л. И. Котова</i>	97
Меловая система. <i>Б. С. Цирельсон, Л. С. Штыренко, Л. Г. Гребенкина, А. В. Лосева</i>	103
Палеогеновая система. <i>А. В. Лосева, С. М. Бляхова, В. А. Быкадоров, Е. М. Кругова, Б. С. Цирельсон</i>	106
Неогеновая система. <i>О. Н. Кондрашкина, А. В. Вислогузова</i>	113
Четвертичная система. <i>А. В. Вислогузова</i>	115

Глава 3

Геологические формации	120
Осадочные формации	120
Большекаратауская структурно-формационная зона	121
Формация эпикарельского чехла. <i>М. А. Касымов, И. В. Евлентьев</i>	121
Позднебайкальская формация. <i>М. А. Касымов, И. В. Евлентьев</i>	121
Каледонские формации. <i>Н. А. Азербай, Г. Х. Ергалиев</i>	125
Герцинские формации. <i>Ф. Я. Валеев, М. М. Марфенкова, Е. Т. Турсункулов</i>	131
Кокжотская структурно-формационная зона	133
Каледонская формация. <i>Ж. С. Саргаскаев, Г. Х. Ергалиев</i>	133
Малокаратауская структурно-формационная зона	135
Позднебайкальская формация. <i>Г. Х. Ергалиев</i>	135
Каледонские формации. <i>М. К. Аполлонов, Г. Х. Ергалиев</i>	135
Герцинские формации. <i>Ф. Я. Валеев, М. М. Марфенкова, С. Б. Бакиров</i>	141
Формации эпигерцинского чехла. <i>Б. С. Цирельсон</i>	143
Магматические формации. <i>В. П. Компанейцев</i>	146
Большекаратауская структурно-формационная зона	148
Позднебайкальско-каледонские магматические комплексы	148
Герцинские магматические комплексы	154
Кокжотская структурно-формационная зона	166
Карельские магматические комплексы. <i>М. А. Касымов, Р. Р. Хайбуллин, Т. С. Ильинов</i>	166
Каледонские магматические комплексы. <i>В. П. Компанейцев</i>	174

Малокаратауская структурно-формационная зона. В. П. Компанейцев	174
Каледонские магматические комплексы	174
Основные закономерности эволюции магматизма Каратау. А. А. Абдулин, М. А. Касымов, В. П. Компанейцев, Р. Р. Хайбуллин	176

Глава 4

Тектоника	180
Глубинное строение земной коры. В. Н. Любецкий, Л. Д. Любецкая, С. А. Истекова, А. Б. Науменко, А. Н. Антоненко, В. С. Бикеев, Г. К. Дубровин	180
Довендский фундамент Каратау и прилегающих районов Туранской плиты. Л. Я. Проводников, А. К. Бектелеуов, Е. Н. Тетюхина	190
Характеристика структурных подразделений. А. А. Абдулин, М. А. Касымов	202
Карельский складчатый комплекс	205
Эпикарельский дислоцированный чехол	207
Позднебайкальско-каледонский комплекс. А. А. Абдулин, М. А. Касымов	209
Герцинский этаж. Ф. Я. Валеев	214
Альпийский этаж. Б. С. Цирельсон	221
Заключение. А. А. Абдулин, М. А. Чимбулатов, Н. А. Азербает, Г. Х. Ергалиев, М. А. Касымов, Б. С. Цирельсон	223
Литература	227

ГЕОЛОГИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАРАТАУ

Т о м 1. Геология

*Утверждено к печати Ученым советом
ордена Трудового Красного Знамени
Института геологических наук им. К. И. Сатпаева
Академии наук Казахской ССР*

Зав. редакцией *Н. А. Менжулина*
Редактор *Р. К. Даниленко*
Художественный редактор *Л. Г. Мироненко*
Оформление художника *Н. Ф. Чурсина*
Технический редактор *В. К. Горячкина*
Корректор *Н. В. Курочкина*

ИБ № 2102

Слано в набор 27.01.86. Подписано в печать 12.06.86. УГ10074.
Формат 70×100¹/₁₆. Бум. тип. № 1. Литературная гарнитура. Высокая печать.
Усл п. л. 19,5. Усл. п. кр.-отт. 19,5. Уч.-изд. л. 20,2. Тираж 1000.
Заказ 46. Цена 3 р. 60 к.

Издательство «Наука» Казахской ССР
480100, Алма-Ата, Пушкина, 111/113
Типография издательства «Наука» Казахской ССР
480021, Алма-Ата, Шевченко, 28.