

ГЕОЛОГИЯ СССР

ТОМ
XX

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
КАЗАХСТАН
ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ
КНИГА 2



МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

ГЕОЛОГИЯ
СССР



*Главный редактор
академик А. В. Сидоренко*

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972

<http://jurassic.ru/>

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ КАЗАХСКОЙ ССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ НАУК АН КАЗССР
МОСКОВСКИЙ ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ

ГЕОЛОГИЯ СССР



ТОМ XX

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
КАЗАХСТАН

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ОПИСАНИЕ

КНИГА 2

Редакторы: Ш. Е. Есенов, Г. Ф. Ляпичев, Е. Д. Шлыгин

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НЕДРА»
МОСКВА 1972

<http://jurassic.ru/>

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ
«ГЕОЛОГИИ СССР»

АССОВСКИЙ А. Н.

БЕЛОУСОВ В. В.

БЕЛЯЕВСКИЙ Н. А.

БОГДАНОВ А. А.

БОРУКАЕВ Р. А.

БОРОВИКОВ Л. И.

ГАРЬКОВЕЦ В. Г.

ГОРБУНОВ Г. И.

(зам. главного редактора)

ДЗОЦЕНИДЗЕ Г. С.

ЕСЕНОВ Ш. Е.

ЗУБАРЕВ Б. М.

КОПТЕВ-ДВОРНИКОВ В. С.

КОСОВ Б. М.

КУЗНЕЦОВ Ю. А.

МАГАКЪЯН И. Г.

МАЛИНОВСКИЙ Ф. М.

(зам. главного редактора)

МАЛЫШЕВ И. И.

МАРКОВСКИЙ А. П.

МАШРЫКОВ К. К.

МЕННЕР В. В.

МИРЛИН Г. А.

МИРЧИНК М. Ф.

МУРАТОВ М. В.

НАЛИВКИН Д. В.

ОРВИКУ К. К.

ПЕЙВЕ А. В.

(зам. главного редактора)

ПОПОВ В. С.

РОГОВСКАЯ Н. В.

РОЖКОВ И. С.

СЕМЕНЕНКО Н. П.

СЕМЕНОВИЧ В. В.

СИДОРЕНКО А. В.

(главный редактор)

СМИРНОВ В. И.

ТРОФИМУК А. А.

ШАТАЛОВ Е. Т.

ЩЕГЛОВ А. Д.

ЯНШИН А. Л.

ЯРМОЛЮК В. А.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ XX ТОМА

Ш. Е. ЕСЕНОВ

Е. Д. ШЛЫГИН

Г. Ф. ЛЯПИЧЕВ

А. В. АВДЕЕВ



ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ
ОПИСАНИЕ



Геология СССР. Том XX. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Книга 2. М., «Недра», 1972, 380 с. Коллектив авторов.

Книга вторая является продолжением монографии «Геология СССР», том XX, книга 1. Она включает главы: «Магматизм», «Метаморфизм», «Тектоника», «Глубинное строение земной коры», «История геологического развития», «Геоморфология». Книга содержит описание магматической деятельности особенностей тектоники каледонских и герцинских складчатых систем, а также платформенного чехла, строения земной коры по геофизическим данным. В заключительных главах дана история геологического развития Центрального Казахстана от древнейших времен до антропогена и описаны особенности рельефа этой территории.

Таблиц 31, рисунков 18, список литературы — 225 назв.

Коллектив авторов

ГЕОЛОГИЯ СССР

Том XX. Книга 2

Центральный Казахстан

Редактор издательства *О. В. Григорьева*

Техн. редактор *Л. Д. Агапонова*

Корректор *Н. А. Соколова*

Сдано в набор 19/IV 1972 г.

Подписано в печать 17/X 1972 г.

Т-16069.

Формат 70×108^{1/16}.

Бумага № 1.

Печ. л. 23,75.

Усл. печ. л. 33,25.

Уч.-изд. л. 33,3.

Тираж 1500 экз.

Заказ 365/11346-1.

Цена 3 р. 70 к.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, д. 1/19.
Ленинградская картфабрика ВАГТ

XX том «Геологии СССР» посвящен описанию геологического строения Центрального Казахстана, в пределы которого входят территории Кокчетавской, Павлодарской, Целиноградской, Карагандинской и частью Северо-Казахстанской, Кустанайской, Семипалатинской и Талдыкурганской областей Казахской ССР. В геологическом отношении этот регион включает области каледонской и герцинской консолидации с очень сложной тектонической зональностью и широким распространением разнообразных магматических пород.

Вторая книга содержит 6 глав: «Магматизм», «Метаморфизм», «Тектоника», «Глубинное строение земной коры», «История геологического развития», «Геоморфология». Главы «Магматизм» и «Метаморфизм» посвящены характеристике эффузивных и интрузивных комплексов, регионального метаморфизма и метасоматических образований. Далее описаны тектоническое строение Центрального Казахстана (складчатые структуры и разрывные нарушения), глубинное строение земной коры, история геологического развития страны, а также генетические типы и этапы формирования рельефа.

В написании второй книги принимал участие большой коллектив геологов Центрально-Казахстанского геологического управления, ИГН АН КазССР, МГУ, ИГЕМ АН СССР, ВСЕГЕИ, ЮКГУ и других учреждений.

Первые систематические сведения о магматических породах Центрального Казахстана* были получены в первой половине 30-х годов XX столетия при регионально-геологических работах (В. Ф. Беспалов, Г. И. Водорезов, Н. Г. Кассин, Р. Э. Квятковский, Е. А. Кузнецов, Д. С. Коржинский, В. Н. Лодочников, Г. Ц. Медоев, П. Л. Меркулов, Г. Л. Падалка, А. Е. Репкина, Е. Д. Шлыгин, И. С. Яговкин). Уже тогда были установлены две фазы магматической деятельности. Большая роль в постановке специальных петрографических работ принадлежит комплексной экспедиции АН СССР. В результате ее исследований, начатых в 1936 г., появились первые крупные сводки по каледонским гранитоидам (В. С. Коптев-Дворников, Е. А. Кузнецов и др.), эффузивам (Н. Г. Сергиев), ультраосновным и основным породам (И. Ф. Трусова). Таким образом, в предвоенные годы была выявлена общая картина палеозойской магматической деятельности, намечены магматические циклы и определено время интрузивных проявлений, а также выяснены особенности вещественного состава палеозойских эффузивов, каледонских гранитоидов, основных и ультраосновных пород отдельных частей Центрального Казахстана, рассмотрены общие вопросы эволюции магматизма и определены металлогеническая роль магматических комплексов.

Успехи в изучении магматических образований в послевоенные годы связаны, с одной стороны, с достижениями в области стратиграфии и систематическими геологосъемочными работами а с другой,— с постановкой тематических работ. При этом петрографические тематические исследования выполнялись не только научно-исследовательскими организациями и вузами (ИГН и ИГЕМ АН СССР, ИГН АН КазССР, ВСЕГЕИ, МГУ, МГРИ, ЛГУ и др.), но и территориальными геологическими управлениями. К концу 50-х годов практически для всей территории Центрального Казахстана были уточнены и детализированы ранее существовавшие схемы расчленения интрузивных пород или разработаны новые. Примерно в это же время в сферу детальных петрографических исследований вовлекаются вулканические образования, тогда как до этого в центре внимания были почти только интрузивные породы, особенно гранитоиды.

Различная степень изученности магматических пород и спорность некоторых вопросов магматической геологии не позволяют выдержать один план описания их и дать одинаково полную характеристику комплексов. Обоснование возраста эффузивных комплексов дано в главе «Стратиграфия» первой книги, и, за редкими исключениями, здесь не повторяется.

* Подробные сведения о послереволюционных петрографических исследованиях содержатся в статье В. С. Коптева-Дворникова, В. К. Моинича и М. В. Ташининой (1968).

ЭФФУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Первые работы, посвященные вопросам вулканизма Центрального Казахстана, принадлежат Н. Г. Кассину (1934, 1937). В его работах и несколько более поздних работах Н. Г. Сергиева и В. С. Коптева-Дворникова были рассмотрены хронологические закономерности вулканизма, а также особенности изменения состава вулканических продуктов во времени. В 1948 г. вышла в свет монография Н. Г. Сергиева «Эффузивы Центрального Казахстана», в которой был сведен накопленный за предвоенные и военные годы материал по петрографии и петрохимии вулканических пород. В результате геологосъемочных и тематических работ 50—60-х годов эффузивные образования были расчленены на естественные комплексы, каждый из которых получил более или менее полную геолого-петрографическую и петрогеохимическую характеристику. Этот материал напечатан в многочисленных статьях и в большинстве своем еще не обобщен и не опубликован. Некоторое исключение составляют две изданные коллективные монографии, подготовленные под руководством Р. А. Борукаева и посвященные главным образом нижнепалеозойским вулканикам каледонид Центрального Казахстана. Главнейшие исследования докембрийских вулканогенных образований, по большей части глубоко метаморфизованных, выполнены Ю. И. Половинкиной, М. С. Марковым, Л. И. Филатовой, И. Ф. Трусовой, И. И. Вишневской и др. Кембрийские эффузивы изучались Р. А. Борукаевым, Е. Е. Миллер (1949, 1951, 1958, 1962), В. К. Заравняевой (1959), В. Я. Кошкиным, Т. М. Жаутиковым.

Среди многочисленных вулканологических и петрографо-геологических работ по девонским эффузивам следует отметить работы, посвященные реконструкции девонских вулканических аппаратов (Никитина, 1959; Щербакова, 1961; Федоров, 1964; Лялин, Тимофеева, 1966 и др.), закономерностям размещения и фациальным изменениям вулканических отложений юго-западного Предчиргизья (Кошкин, 1961; Журавлев, 1966; Тихомиров и др., 1965), Баян-Аульского района и Чингиза (Никитина, 1964, Аксаментова и др., 1966) Карагандинского района (Богданов и др., 1960; Четверикова, 1966), Сарысу-Тенизского водораздела (Тихомиров, Тихомирова, 1961; Петрова, 1964; Мазарович и др., 1966), Атасуйского района (Щербакова, Филиппова, 1960; Шужанов, 1967). Вопросы петрографии девонских вулканических пород и их петрохимии рассмотрены в работах В. С. Коптева-Дворникова, Л. И. Блохиной, Э. И. Тихомировой, В. Е. Видишева (1960), И. Б. Филипповой и М. Н. Щербаковой (1960), Л. Г. Никитиной (1964), М. А. Петровой, Э. И. Тихомировой и Э. И. Яковлевой. Описанию девонских игнимбритов посвящены работы В. М. Шужанова, Л. Г. Никитиной (1965), Т. О. Федорова (1965), В. В. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой, М. А. Петровой (1967). Жерловые и субвулканические образования главным образом кислого состава описаны Т. О. Федоровым, Ю. И. Лялиным и Е. Н. Тимофеевой, В. С. Коптевым-Дворниковым и др.

Основные данные по вулканогенным образованиям фамена, нижнего карбона и верхнего палеозоя получены в результате исследований В. Ф. Беспалова (1966), В. Я. Кошкина (1963, 1964), М. В. Тащининой, Е. Р. Семеново-Тяньшанской (1963), А. А. Розенкранца; Ю. И. Лялина и Е. Н. Тимофеевой; А. С. Кумпана (1966), О. М. Гаек (1966), В. В. Кепежинскас, К. Б. Кепежинскас, а также А. В. Авдеева (1965), Б. С. Зейлика (1968), М. Н. Щербаковой, Л. Н. Шарпенко, В. Г. Трифонова, В. И. Аниятова, В. Д. Стеркина и многих других. Мезозойские вулканиды изучались П. Г. Корейшо, А. А. Розенкранцом, В. Е. Гендером, Г. Ф. Ляпичевым и др.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Специальные исследования, посвященные древнейшим вулканогенным образованиям, немногочисленны. Общие закономерности вулканизма Центрального Казахстана, в том числе и докембрийского, были намечены еще работами Н. Г. Кассина (1934, 1937). В западной части Центрального Казахстана докембрийские вулканиты изучались: в Улутау — Ю. Ир. Половинкиной (1952), М. С. Марковым (1962), Л. И. Филатовой (1962), Т. Г. Павловой, И. И. Вишневской, И. Ф. Трусовой и Л. И. Филатовой (1967); в Кокчетавском массиве — Е. Д. Шлыгиным, И. Ф. Трусовой (1954; Вишневская, Трусова, Филатова, 1967); на северо-востоке Центрального Казахстана — Р. А. Борукаевым. В последние годы по раннедокембрийским вулканитам Улутау получены новые материалы Л. И. Филатовой (1970), И. И. Вишневской и И. Ф. Трусовой (1962). В Кокчетавском массиве вулканические образования раннего докембрия исследовались О. М. Розеном, на северо-востоке Центрального Казахстана в Ерементау-Ниязском антиклинории — Р. М. Антоноком и Л. И. Филатовой, в Чингиз-Тарбагатайском антиклинории — Р. М. Антоноком и А. А. Недовизиным. Материалы указанных авторов использованы при характеристике вулканических образований раннего докембрия.

Соответственно принятому стратиграфическому и возрастному расчленению докембрийских толщ Центрального Казахстана (Решение стратиграфического совещания, Караганда, сентябрь 1969 г.) вулканогенные образования раннего докембрия могут быть подразделены на ряд комплексов: архейско-раннепротерозойский преимущественно основных вулканитов, входящий в состав серий кристаллических сланцев, раннепротерозойский, которому отвечают две формации — сланцевая базальто-альбитофиристо-дацитовая (кератофиристая) и зеленосланцевая спилитовая; среднепротерозойский комплекс, представленный липаритовой формацией и ранне (?) -среднерифейский липарито-базальтовый комплекс.

Архейско (?) -раннепротерозойский вулканический комплекс

К наиболее древнему вулканическому комплексу отнесены вулканогенные толщи, метаморфизованные в амфиболитовой и эпидот-альбит-амфиболитовой фациях. Они широко распространены в Улутау, особенно в Южном, где входят в состав бектурганской серии. Известны также на северо-востоке Центрального Казахстана — в шингаревской и ошагандинской (амфиболитовой, по Р. А. Борукаеву) свитах. И. Ф. Трусовой (1954; Вишневская, Трусова, Филатова, 1967) было высказано предположение о присутствии первичновулканических пород основного состава среди кристаллических сланцев зерендинской серии (амфиболиты и амфиболитовые сланцы).

В Южном Улутау, по данным Л. И. Филатовой, метаморфизованные вулканиты слагают почти полностью среднюю урнекскую свиту бектурганской серии, в которой около 800 м объема приходится на амфиболовые сланцы, амфиболиты и амфиболитизированные порфиритоиды — вулканиты основного состава; верхние 150 м сложены метаморфизованными вулканитами дацитового состава — эпидото-хлорито-кварцево-альбитовыми и серицито-хлорито-альбитовыми сланцами. Амфиболиты и амфиболитизированные порфиритоиды присутствуют также в нижней — кайканкурасуйской (4%) и в верхней — айтекской (13%) свитах бектурганской серии, где образуют пласты мощностью от первых метров до 20—40 м (в единичных пластах мощность дости-

щая для всей аралбайской серии базальный характер. Осадочные породы — терригенные, реже доломитовые мраморы сопутствуют вулканогенным образованиям также внутри разреза. Их количественное соотношение непостоянно, наибольшая роль осадочных компонентов в Южном Улутау. Здесь они составляют не менее 20%, к тому же широко развиты смешанные вулканогенно-осадочные породы с кислым вулканическим материалом.

В Южном Улутау на западном крыле Улутавского антиклинория, где базальт-альбитофир-дацитовая формация представлена наиболее полно, в строении вулканических толщ наблюдаются три макроритма, каждый из которых начинается основными вулканитами, а выше следуют кислые вулканогенные образования. Им в стратиграфической колонке соответствуют три свиты — ишанская, кужарминская и унгуршатская мощностью соответственно 2700, 1300 и 1800 м. Роль основных вулканитов растет вверх по разрезу: в ишанской свите их 5% по отношению ко всем вулканитам, в средней — кужарминской 12%, а в верхней — унгуршатской 26%. С основными вулканитами связаны железистые кварциты. Среди кислых вулканитов преобладает липарито-дацитовые и дацитовые разности. В верхних частях макроритмов появляются липаритовые вулканиты. Большая часть кислых вулканитов является туфами, главным образом пепловыми, реже кристаллокластическими, с которыми тесно связаны туффиты.

В Северном Улутау в горах Жаксы-Арганаты на восточном крыле Улутавского антиклинория к базальто-альбитофиристо-дацитовой формации относится балгинская свита преимущественно серицито-альбитовых сланцев, частью огнейсованных (2500 м), коскульская свита порфириидов и различных альбитовых сланцев (2000 м) и канымская свита серицитовых серицито-альбитовых, хлорито-серицито-альбитовых сланцев с прослоями железистых кварцитов и мраморов внизу и порфириидов с зелеными сланцами вверху (700 м). Среди кислых вулканитов в составе туфовых образований, в отличие от южных разрезов, наряду с пепловыми разностями широко распространены порфирииды по кристаллокластическим туфам, появляются порфирииды по лавам. Состав их дацитовый и липарито-дацитовый до липаритового. В верховьях р. Ащи-Тасты на северном погружении Улутавского антиклинория проявлены кератофировые вулканиты главным образом в виде литокластических туфов.

Порфирииды по лавам дацитового состава известны в аралбайской серии района гор Эскулы на восточном крыле Улутавского антиклинория, в его южной части.

Восточные районы Улутау (восточное крыло и северное погружение Улутавского антиклинория) во время формирования аралбайской серии были, по-видимому, приближены к очагам извержения, в то время как на территории, принадлежащей западному крылу Улутавского антиклинория, отлагались тонкозернистые пирокласты, и эта территория представляла краевую зону вулканической области.

Дацитовые порфирииды. Редко отмечаемые порфирииды по лавам относительно массивны, сохраняют реликты микроинтенсертальной структуры основной массы, во вкрапленниках содержат альбит, иногда кварц. Более широко распространены, особенно в горах Жаксы-Арганаты, порфирииды по кристаллокластическим туфам, включают в микрозернистой бластической массе породы эпидот-хлорит-кварц-альбитового состава угловатые и таблитчатые, не сортированные по размерам выделения плагиоклаза, реже кварца. К вулканическим породам дацитового состава отнесены также микрозернистые, обычно тон-

кополосчатые, эпидото-хлорито-кварцево-альбитовые сланцы, химически сходные с порфиридами, очевидно, являющиеся первичнопепловыми туфами. Химически вулканыты этой группы имеют в характеристике по А. Н. Заварицкому величины: a 10—14, b от 7 до 12, s 72—77, Q около 20. В кварцевых разностях при b порядка 8—9 s составляет до 78, а Q до 30—33.

Липарито-дацитовые порфириды. Порфириды по лавам имеют микрогранобластовую структуру, вероятно первично бывшую микрозернистой фельзитовой. В ее составе среди листоватых минералов заметна роль серицита. В реликтовых вкрапленниках лав и порфирокластах кристаллокластических туфов присутствуют кварц и альбит, реже калиевый полевой шпат. Как и дацитовые порфириды, липарито-дацитовые порфириды сопровождаются сланцами микрозернистого строения вулканической (пепловой) природы. Они полосчатые, с раковистым изломом, состоят из кварца, альбита, серицита и хлорита. В числовой характеристике химического состава этих пород по А. Н. Заварицкому величины b , s и Q близки таковым в кварцевых диоритах, но породы отличаются высоким (до 4,2 вес. %) содержанием K_2O , величиной n около 50.

Липаритовые порфириды. Лавовые разности обладают фельзитовой основной массой, сильно серицитизированной. Иногда проявляется окварцевание. Порфириды по кристаллокластическим и пепловым туфам имеют микролепидогранобластовую основную массу, сложенную серицитом, альбитом и кварцем. В реликтовых порфиридах и кластических выделениях присутствуют кварц, плагиоклаз-серицитизированный альбит, реже калиевый полевой шпат, обычно альбитизированный. Эти наиболее кислые разности вулканытов имеют величину b , близкую 4, редко до 5, s и Q — в величинах соответственно 78—83, 30 и более. Характерен существенно натриевый состав щелочей ($n > 80$), хотя отмечены и кали-натровые разности ($n = 40$).

Кератофировые вулканыты, установленные в Северном Улутау, по первичной природе главным образом псаммитовые литокластические и литокристаллокластические разности туфов, реже пепловые туфы. В реликтовых обломках размером до 2—3 мм присутствуют кератофиры с трахитовой структурой и альбит. Основная масса лепидогранобластовой структуры сложена хлоритом, серицитом и альбитом. Химический состав в характеристике А. Н. Заварицкого обращает на себя внимание большой величиной a (16—18), относительно высоким значением b 5—7, пониженным количеством кремнекислоты — s 71,9 в типичном кератофире, 76,3 в кварцевой разности; Q — соответственно около 5 и 17,6. Эти породы имеют высокое содержание калия — в абсолютном выражении (до 5,75 вес. %), соотношение K_2O и Na_2O от $1/2$ до $3/4$.

Порфиритоиды и зеленые сланцы — метаморфизованные основные вулканыты, входящие в базальт-альбитофир-дацитовую формацию, представляют собой типичные образования фации зеленых сланцев. Они сложены хлоритом, актинолитом, альбитом, образующими лепидо-нематогранобластовый микрозернистый агрегат. Порфиритоиды в таком агрегате содержат реликтовые вкрапленники и порфирокласты, сложенные альбитом. Часть порфиритоидов по лавам обладает миндалекаменной текстурой. В кужарминской и унгуршатской свитах, обычно в небольших прослоях (первые десятки метров), отмечены разности порфиритоидов по эллипсоидальным лавам. Эллипсоидальные выделения обычно имеют миндалекаменное строение, более подвержены эпидотизации, чем цементирующая их масса. Порфиритоиды по туфам имеют обычно четкую тонкую слоистость.

Среди основных вулканитов лавы составляют около 40% по отношению к туфам. Роль лав увеличивается в верхних макроритмах формации.

Химический состав основных вулканитов этой формации близок среднему диабазу по Р. Дэли. Особенностью их является заниженное содержание щелочей (чаще a меньше 5), а в некоторых — высокое содержание Mg O (до 7,4%), чем они сближаются с более древними вулканитами.

Зеленосланцевая спилитовая формация типично проявлена в Улутау, где включает карсакапайскую железорудную серию. Ее аналоги известны также в западной части Кокчетавского антиклинория (иманбулрукская свита), в Чингизском антиклинории (муржикская серия). Преобладающая часть вулканитов в этой формации представлена основными разностями.

В Южном Улутау спилитовая формация включает: 48% вулканитов базальтового состава (порфиритоиды по лавам и туфам и зеленые сланцы), 6% вулканитов андезитового состава (порфиритоиды по лавам и туфам), 12% кислых, преимущественно дацитовых вулканитов (порфириоиды), остальные породы — осадочные; 31% составляют первичнотерригенные образования — филлиты, серицито-кварцитовые и другие сланцы, обычно микрозернистые, реже бластосаммитовые, 4% — первичнохемогенные породы — кварциты, железистые кварциты и мраморы.

Основные вулканиты, согласно данным Ю. А. Зайцева и С. Б. Розанова, распространены в четырех интервалах разреза, представляющих собой нижние части свит, верх которых сложен кварцито-сланцевыми пачками с горизонтами железистых кварцитов. Начиная от основания разреза, они присутствуют в бурмашинской, болбраунской, шагырлинской и биитской свитах. Мощность основных вулканитов составляет до 600 м в нижней бурмашинской свите, 350—450 м в болбраунской, 500 и 300 м в шагырлинской и биитской свитах. Среди основных вулканитов лавы и туфы присутствуют примерно в равном количестве. В шагырлинской и в меньшей мере в болбраунской и биитской свитах их дополняют вулканиты андезитового состава, среди которых преобладают лавы. В шагырлинской свите мощность андезитовых вулканитов достигает 260 м, в двух других — по несколько десятков метров. В разрезе вулканиты среднего состава появляются вслед за основными вулканитами.

Кислые вулканиты известны во всех свитах, за исключением нижней, бурмашинской. Они приурочены к самому верху вулканических пачек или залегают выше по разрезу среди первично-осадочных пород. Количество кислых вулканитов возрастает снизу вверх по разрезу. Их мощность — несколько десятков метров в болбраунской свите и около 200—250 м в верхних свитах. Это большей частью дацитовые, реже липаритовые образования, преимущественно пирокласты.

В Северном Улутау зеленосланцевая спилитовая формация представлена нижней частью — соуктальской свитой, аналогом бурмашинской свиты южных разрезов, в которой порфиритоиды и зеленые сланцы, первичнобазальтовые вулканиты слагают пачку мощностью 200—250 м. Выше лежащие толщи, как и в Южном Улутау, характеризуются сочетанием базальтовых, андезитовых и кислых вулканитов с явным тяготением кислых разностей к верху разреза (западно-жаксынская свита). Отличительной особенностью зеленосланцевой спилитовой формации Северного Улутау является присутствие в ее верхней части вновь мощных вулканогенных толщ базальтового состава (улькенская свита 600 м).

Аналогом зеленосланцевой спилитовой формации является, по данным Р. М. Антонюка и А. А. Недовизина, муржикская серия Чингиз-Тарбагатайского антиклинория. К нижней ее части приурочены два горизонта железистых кварцитов.

Вероятно, присутствие спилитовой формации отмечается также в юго-восточной части Бетпак-Далы, где она недостаточно изучена, но известна в том же характерном сочетании зеленосланцевых и кварцито-сланцевых железорудных пачек (Филатова, 1969 г.). Возможным аналогом зеленосланцевой спилитовой формации является иманбурлукская и даутская свиты Кокчетавского массива.

Петрография и химизм зеленосланцевой спилитовой формации с наибольшей полнотой изучены в Улутау и приводится по данным Л. И. Филатовой.

Базальтовые порфиритоиды карсакпайской серии представляют собой типичные породы зеленосланцевого регионального метаморфизма с микрогранобластезом, с новообразованием альбита, хлорита, актинолита. Среди порфиритоидов по лавам базальтового состава выделяются порфировые и афировые разности, а также миндалекаменные. В реликтах сохраняется интерсертальная структура. По характеру первичной структуры выделяются лавы различной зернистости, причем преобладают микрозернистые. Порфировые выделения образованы альбитом, реже цветным минералом (псевдоморфозы хлорита и магнетита по пироксену). Часть порфиритоидов по лавам имеет эллипсоидальную отдельность. В эллипсоидах размером в несколько десятков сантиметров породы обычно богаты миндалинами, сильнее эпидотизированы.

По химизму большая часть порфиритоидов и зеленых сланцев основного состава отвечает базальтам. В Южном Улутау нижние члены формации (бурмашинская и болбраунская свиты) характеризуются пониженной щелочностью — а равно 3,5—6 по сравнению со средним составом. Даже ребекитсодержащие разности порфиритоидов, явно испытавшие в ходе метаморфизма увеличение Na_2O , обнаруживают заниженное количество натриевой щелочи. В верхних свитах (шагырлинская и биттская) щелочность возрастает до нормальной, иногда превышает ее, породы переходят в андезито-базальты с повышением в ряде случаев значения s до 63, а иногда понижением b до 20—21. Тип меланократовых базальтовых вулканитов, широко проявленных в нижних частях разреза, здесь присутствует, но резко подчинен андезито-базальтовому. В некоторых порфиритоидах и зеленых сланцах отмечено повышенное содержание K_2O до 2, реже 3—4 вес. %, что обусловлено главным образом появлением в породе стильпномелана в связи с наложенными процессами. По содержанию MgO базальтовые вулканиты этой формации близки среднему составу (5—6 вес. %), но имеется также отклонение в сторону повышения (до 7, в единичных случаях до 9%). Суммарное количество железа в породах двух нижних свит колеблется от 11 до 15%, часто близко 13%, в единичных анализах достигает 17%. В шагырлинской и биттской свитах базальтовые вулканиты имеют сумму железа обычно близкую 9%, в единичных случаях 10—11 до 14%. Примерно в половине анализируемых образцов окисное железо резко преобладает над закисным. Для значительной части пород характерно пониженное содержание CaO .

Порфиритоиды андезитового состава внешне выделяются обычно красноватыми окрасками. Порфиритоиды по лавам обладают реликтовыми признаками интерсертальной, гиалопилитовой, реже пилатокситовой структур. Иногда отмечается сферолитовая структура. Реликтовый лейстовый альбит погружен в альбито-хлоритовую микролепидо-

гранобластовую массу. В виде реликтовых порфировых выделений наблюдается таблитчатый альбит. Часты миндалекаменные разности порфиритондов. Среди туфов преобладают литокластические разности, обломки которых сходны с порфиритоидами по лавам, но в них лучше проявлены первичные структуры. Химически эти породы, согласно данным С. Б. Розанова, близки среднему андезиту по Р. Дэли.

Метаморфизованные пирокластолиты кислого состава представлены кристаллокластическими и пепловыми разностями. Это светлые зеленовато-серые породы. Первые имеют явный облик порфироида, вторые микрозернистые полевошпатовые сланцы хлорит-серицито-альбитового состава. Те и другие тесно связаны с туффитами и первичноосадочными породами (филлитами).

По химизму они близки дацитам и липарито-дацитам. Однако химический состав из-за примеси осадочного материала обычно искажен (повышенное значение S и Q). Особенностью кислых вулканитов спилитовой формации, как и более древней базальт-альбитофир-дацитовой, является существенно натриевый характер щелочей (n до 99).

Среднепротерозойский вулканический комплекс

Порфиroidная липаритовая формация среднего протерозоя полно представлена в Улутау в виде жийдинской и майтубинской серий Майтубинского антиклинория. Она распространена фрагментарно также к востоку от Улутау в Кирейском антиклинории (аналоги майтубинской серии), в Кокчетавском массиве (боровская серия) и, вероятно, на востоке Центрального Казахстана в пределах Атасу-Моинтинского антиклинория.

В Улутау в разрезе двух серий — жийдинской и майтубинской — общей мощностью 15 000 м порфиroidы липаритового состава слагают около 60% их объема. Они образуют целиком или преимущественно ряд мощных свит — дюсембайскую (2500 м) в жийдинской серии, в майтубинской серии — жуанкарскую (1500 м), жиландысайскую (2200 м) из общего объема 3300 м) и татпенскую (1000 м). В других частях разреза, разделяющих эти свиты, липаритовые порфиroidы составляют от 10 до 26%, чаще их содержание близко к 20%.

Липаритовые порфиroidы представляют собой главным образом туфовые разности, преимущественно кристаллокластические. Отмечены в резко подчиненном количестве порфиroidы по литокластическим туфам, возможно, частью первично игнимбриты, а также порфиroidы по порфировым лавам. В распределении лав и туфов обычно какой-либо закономерности не удается установить, что отчасти затруднено сложностью самого их опознания в метаморфизованных породах. Однако в жуанкарской свите на северо-востоке площади ее развития (окрестности горы Кант-Тюбе) порфиroidы по лавам определенно тяготеют к верху разреза. Литокластические разности порфиroidов по туфам свойственны жуанкарской свите в ее западных разрезах, а также татпенской свите. Разделяющие порфиroidные толщи интервалы разреза наряду с липаритовыми порфиroidами сложены более основными вулканитами и первичнотерригенными породами. В самой нижней кособинской свите жийдинской серии липаритовым порфиroidам предшествуют, а частично с ними сочетаются дацитовые порфиroidы по туфам пепловым и кристаллокластическим, переходящие в туффиты, а также в зеленые сланцы по основным вулканитам. Они слагают примерно равные объемы, составляя 20% от общей мощности свиты в 3300 м, в сумме примерно отвечают объему липаритовых вулканитов в этой свите. Основные вулканиты появляются в ассоциации с липаритовыми

порфироидами в более верхних частях формации в жиландысайской свите (около 3%). Они известны и в вышележащей тумурзинской свите, но залегают в другой ассоциации, среди первичнотерригенных пород — кварцево-полевошпатовых, кварцевых, графитистых сланцев, кварцитов с реликтовой обломочной структурой. Существенным компонентом разреза липаритовой порфироидной формации являются первичнотерригенные породы (сланцы, песчаники, конгломераты).

В липаритовой порфироидной формации Майтюбинского антиклинория Улутау имеется ряд перерывов. Крупнейшим из них является перерыв между жийдинской и майтюбинской сериями, разделенными внедрением гранитоидов жаункарского комплекса. Значительность этого перерыва подчеркивается также формированием коры выветривания.

Восточнее Улутау на Сарысу-Тенизском водоразделе в Кирейском антиклинории аналоги липаритовой порфиroidной формации представлены; по данным Л. И. Филатовой и Х. А. Яковлева, в северной части карокопинской свитой порфиroidов по кристаллокластическим, реже литокластическим туфам липаритового состава, более крупнозернистым внизу разреза. Порфиroidы, составляя 800 м, вверх сменяются биотито-плагиоклазовыми сланцами, по-видимому, первично туффитами, с прослоями мраморов. Выше разрез существенно терригенный — опарская свита первично обломочных кварцитов и кварцитовых сланцев, частью графитистых, перемежающихся с серицито-биотито-полевошпатовыми сланцами (2800 м). Этому же интервалу разреза, по-видимому, принадлежат порфиroidы, разделенные в середине пачкой серицито-альбитовых и хлорито-серицито-альбитовых сланцев общей мощностью 1600 м (байсайская свита), описанные Л. И. Филатовой в южной части Сарысу-Тенизского водораздела.

Толщи литологически и по стратиграфическому положению сходные с разрезом Майтюбинского и Кирейского антиклинориев, в Кокчетавском антиклинории представлены кууспекской свитой липаритовых порфиroidов, описанной Е. Л. Шлыгиным и О. М. Розеном, мощностью 1300 м.

Порфиroidы липаритового состава — светлые сланцеватые породы розовых, желтовато-серых окрасок. Они сложены микробластическим агрегатом альбита, кварца, серицита, иногда с незначительной примесью хлорита. В порфиroidах по туфам листоватых минералов заметно больше. В реликтовых вкрапленниках порфиroidов по лавам и порфирокластах первичнокристаллокластических туфов присутствует калиевый полевой шпат, частью альбитизированный, плагиоклаз — альбит-олигоклаз и кварц. В порфиroidах, возникших за счет литокластических туфов, отмечены обломки размером до 1,5—2 см, а чаще в доли сантиметра. Они сложены порфирами и фельзитами, обычно слабее метаморфизованными, чем цементирующая их масса. В игнибригах обломки имеют характерные для подобных пород формы, в основной массе нередко проявляется флюиальность.

Петрохимически порфиroidы близки среднему типу липарита по Р. Дэли. Породы относятся к группе пересыщенных глиноземом. Величина b обычно близкая 3—6, иногда возрастает до 7—8. В нижней части липаритовой порфиroidной формации (жийдинская серия) величина b отчетливо уменьшается снизу вверх по **разрезу**. По характеру щелочей среди порфиroidов заметно преобладают калиевые разности.

Примесь такого же пирокластического материала выявляется в полевошпатовых сланцах — метаморфизованных туффитах. Они существенно калиевые по характеру щелочей.

Более основные вулканиты принадлежат дацитам (туфы и туффиты дацитового состава в кособинской свите жийдинской серии), а также базальтам (зеленые сланцы и порфиритоиды кособинской свиты и майтюбинской серии).

Порфиroidные толщи повсеместно четко слоистые и относительно выдержанные по простирацию. Вероятно, их накопление происходило главным образом в мелководном бассейне. О водной обстановке осадконакопления свидетельствует присутствие среди порфиroidов выдержанных горизонтов и пачек слоистых кварцитов и других осадочных пород. Часть извержений, по-видимому, являлась наземной, на что указывает присутствие в разрезе игнимбритов (в Майтюбинской и Кирейском антиклинориях).

Ранне(?)-среднерифейский липарито-базальтовый комплекс

Этот комплекс, развитый в Улутау, в Карсакпайском синклинории, и на Сарысу-Тенизском водоразделе в Кирейском антиклинории, включает контрастные по химизму вулканиты базальтового и липаритового состава, метаморфизованные до порфиритоидов и порфиroidов. В Улутау он отвечает белкудукской и карасайской свитам боздакской серии, разделенным перерывом и несогласием, а в Кирейском антиклинории — карамендинской свите той же серии. Вулканогенные породы в разрезе сочетаются с первичноосадочными терригенными породами — конгломератами, серицито-хлорито-полевошпато-кварцевыми, серицито-полевошпатово-кварцевыми, серицито- и хлорито-серицито-кварцевыми сланцами реликтовой обломочной структуры, филлитами. Отмечены также мраморы и железистые кварциты. В разрезе белкудукской и карасайской свит Улутау общей мощностью около 2000 м вулканиты — кислые и основные поровну — составляют 60, первично-терригенные породы 39, хемогенные 1%. Соотношение вулканогенных и терригенных пород изменяется снизу вверх по разрезу вулканического комплекса. В верхней карасайской свите роль вулканитов уменьшается до 20%.

В нижней части вулканического комплекса, в белкудукской свите основные вулканиты, порфиритоиды и зеленые сланцы, будучи распространенными по всему разрезу (1300—1650 м), концентрируются вверху и внизу, а в средней части преобладают кислые вулканогенные породы — различные порфиroidы. Мощность прослоев основных вулканитов — первые метры — первые десятки метров; вверху свиты имеется прослой в 150 м. Порфиroidы слагают более мощные пачки, обычно до 100 м и более. В низу свиты порфиритоиды и зеленые сланцы перемежаются с конгломератами, замещаются ими по простирацию, причем их количественные соотношения неоднократно меняются. Изменяется и характер самих основных вулканитов — обычные разности переходят в шаровые. Выше сочетаются порфиритоиды и порфиroidы или развиты кислые вулканиты, дополняемые терригенными (мелкообломочными и первично глинистыми) породами. Разрез несколько меняется по простирацию: в интервалах, сложенных вулканогенными породами, резко колеблется соотношение основных и кислых разностей, в вулканогенно-осадочных интервалах линзовидный характер имеют порфиroidы.

В вышележащей карасайской свите основные и кислые вулканиты в прослоях (обычно в первые метры, редко десятки метров) концентрируются среди первичнотерригенных пород в средней части разреза в интервале 300—400 м. Иногда вулканиты разного состава слагают непосредственно контактирующие слои.

В боздакской серии Кирейского антиклинория, в карамендинской свите вулканогенные породы, основные и кислые, составляют около 75% от общей мощности 600 м. Они равномерно распределены по разрезу. Мощность прослоев от 10—12 до 70—80 м.

Порфиритоиды боздакской серии представлены главным образом разностями со своеобразной шаровой или эллипсоидальной отдельностью. Эллипсоидальные выделения размером от 5—10 см до первых метров сложены порфиритоидами с обильными миндалинами, сильно эпидотизированными, с реликтовой интерсертальной структурой. Вмещающая масса сложена порфиритоидами туфогенной природы, реже лавовой. Широко развиты также порфиритоиды по лавам с реликтовой порфировой структурой. Во вкрапленниках присутствует альбит, реже псевдоморфозы хлорита, эпидота и магнетита по пироксену. Структура микробластическая с реликтами интерсертальной; отмечается миндалекаменная текстура, но миндалины обычно мелкие, в количестве значительно меньшем, чем в порфиритоидах эллипсоидальных выделений.

Химический состав порфиритоидов близок базальту, но характеризуется в некоторых разностях высоким содержанием MgO (до 7,64 вес. %), а иногда пониженным содержанием щелочей (a 3,2—6,3). Своеобразен состав порфиритоидов по лавам из эллипсоидальных включений. Они отличаются лейкократовостью, повышенным значением a (11—13), пониженным b (21).

Порфириоиды принадлежат главным образом разностям туфогенной породы — первичнокристаллокластическим туфам. В кристаллокластах присутствует кварц, альбит, реже калиевый полевой шпат. Основная масса породы отвечает хлорито-серицито-альбитовому сланцу с микробластической структурой. По химизму порфириоиды сходны со средним липаритом по Р. Дэли.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ВУЛКАНИЗМ

Позднедокембрийские вулканы в Центральном Казахстане развиты сравнительно широко. В Улутау они изучались Н. А. Штрейсом, Л. И. Филатовой (1962), Т. Н. Херасковой, в Кокчетавском массиве — О. М. Розеном, Н. К. Двойченко, Н. А. Колубековым, в Джаркаинагачском антиклинории — О. В. Минервиним, на северо-востоке и востоке Центрального Казахстана — Н. Г. Сергиевым (1948), Р. А. Борукаевым (1955), Е. Е. Миллер (1951, 1958, 1962), В. К. Заравняевой, Р. М. Антонюком, И. И. Вишневской, А. В. Авдеевым (1965), В. Я. Кошкиным, В. С. Звонцовым и др.

Позднерифейский базальто-липаритовый комплекс

Данный комплекс проявлен в Майтубинском антиклинории Улутау (коксуйская серия). По Л. И. Филатовой и Т. Н. Херасковой, комплекс расчленяется на актаскую, акшокинскую и лакбайскую свиты общей мощностью 4500 м. В актаской свите (2500 м) развиты липаритовые порфиры, чередующиеся со спекшимися и кристаллокластическими туфами в пачках по 150—600 м, вверху появляются андезитодацитовые порфириты (150—200 м). В акшокинской свите четко стратифицированы пачки диабазовых порфиритов мощностью 300 и 100—250 м, разделенные пачкой липаритовых порфиритов мощностью 300—500 м, а выше распространены туфиты, диабазы, андезитовые порфириты с маломощными прослоями липаритовых вулкаников (150—300 м). Общая мощность свиты 1500 м. В верхней лакбайской свите внизу часто чередуются липаритовые порфиры, их туфы, туфобрекчии

и туфоконгломераты (250—300 м), а сверху обособлены флюидалные порфиры липаритового и трахилипарито-дацитового состава, отчасти туфы, туфобрекчии и туфолавы мощностью 300—350 м. Вулканиды сопровождаются жерловой фацией флюидалных порфиров и туфолав.

Липаритовые вулканиды представлены преимущественно лавами. Вкрапленники обычно сложены калиевым полевым шпатом, кварцем, реже альбитом. В липаритовых порфирах актасской и верхней пачки лакбайской свит вкрапленники преимущественно плагиоклазовые. Пирокластические разности преобладают в актасской свите, где представлены кристаллокластическими и спекшимися туфами, а в низах разреза также литокластическими разностями.

Химический состав кислых вулканидов близок среднему липариту по Р. Дэли. Соотношение K/Na чаще равно 1. Большей частью все породы этой группы пересыщены глиноземом. Некоторые порфиры обнаруживают повышенное значение Q (до 42), что, вероятно, связано с окварцеванием. От типичных липаритовых порфиров имеются отклонения к трахилипаритам, в которых возрастает щелочность ($a=15-17$), уменьшается SiO_2 (68—73%), причем при S , близком липаритовому значению (76—81), Q уменьшается до 13—17. Особенностью этих пород является также существенно натриевый характер щелочей (отношение K/Na равно $1/2$).

Диабазовые разности вулканидов известны лишь в средней — акшокинской свите, где слагают около половины ее объема. Большей частью диабазы миндалекаменные и с шаровой отдельностью. Химический состав диабазов близок среднему диабазу по Р. Дэли. Более редки *андезитовые и андезито-дацитовые порфириты*, отмеченные в верху актасской свиты и в акшокинской свите.

Коксуйская серия рассматривается Ю. А. Зайцевым как наземная краснокаменная порфировая формация. Кислый континентальный вулканизм завершается становлением плутонов субщелочных гранитов, выделяемых в актасский комплекс.

По данным А. В. Авдеева и В. Д. Вознесенского, наземная вулканическая деятельность, продукты которой составляют типичный *липаритовый комплекс*, отмечается в конце рифея в пределах Атасу-Моинтинского антиклинория. Слагающие его липаритовые порфиры, превращенные частью в порфиroidы, имеют мощность до 1500—2000 м (котырасская, или алтынсынганская, свита). Порфиры обладают массивными, либо неясно струйчатыми реликтовыми текстурами и имеют лавовую или игнимбритовую природу. Среди сланцев и кварцитов, подстилающих вулканиды, а также в нижней и средней частях вулканических образований присутствуют мощные (100—700 м) линзовидные или караваеобразные субвулканические интрузивные тела грубопорфировых порфиroidов. Порфиroidы нижней части комплекса существенно меланократовые, что обусловлено более высоким содержанием в них вторичного хлорита, в то время как в лейкократовых порфиroidах из верхов разреза преобладает серицит. Меланократовые и лейкократовые порфиroidы разделяются горизонтами микрокварцитов, песчаников и конгломератов. Среди фенокристаллов в вулканидах отмечены: кварц, нерешетчатый или решетчатый микроклин-пертит, альбит и опациitized биотит. Иногда встречаются пламенивидные включения («фьямме»). Структуры основной массы — реликтовые сферокристаллические, фельзитовые, микропойкилитовые, а для субвулканических разновидностей, кроме того, микрогранофировые. Из акцессорных минералов повсеместно отмечаются гематит, магнетит, бурый апатит, циркон, касситерит, турмалин. Обычно породы подвержены интенсивному расщеплению и бластезу.

Порфириоиды относятся к классу пород, пересыщенных глиноземом, кремнеземом и богатых щелочами. В меланократовых разностях характеристика Q варьирует от 19,2 до 37,3, а : с от 3 до 9,1; в лейкократовых порфириоидах Q остается более или менее постоянным (33,7—41,3); а : с изменяется от 4,6 до 34. В Чажогайском районе лейкократовые порфириоиды характеризуются вдвое-втрое меньшей величиной характеристики b по сравнению с меланократовыми. В минералогическом и петрохимическом отношении порфириоиды сходны с несколько более поздними гранитами узунжальского комплекса, отличаясь от них более резким преобладанием калия над натрием.

Позднерифейский липарито-андезито-базальтовый комплекс

Этот комплекс в Улутау (белеутинская серия), по данным С. Б. Розанова и Ю. А. Зайцева, имеет трехчленное строение (аккииксайская, шолакская и алтуайтнуринская свиты). В каждой свите в нижней части развиты базальтовые и андезитовые вулканиты, причем последние проявляются обычно вслед за базальтовыми; и вверху присутствуют кислые разности. Мощности основных и средних вулканитов в аккииксайской свите до 1000 м, в шолакской около 400 м и алтуайтнуринской 500 м. Интервалы разреза с кислыми вулканогенными толщами составляют в двух нижних свитах соответственно 350 и 550 м, а в верхней имеют видимую мощность в первые десятки метров. В аккииксайской свите кислые вулканиты, кроме того, известны в нижней части разреза. Кислые вулканиты нередко сопровождаются филлитами, бластопсаммитовыми серицито-альбитовыми сланцами, микрокварцитами и мраморами, роль которых в целом незначительная, но заметно большая в нижней аккииксайской свите.

Облик вулканитов белеутинской серии непостоянен — от обычных палеотипных пород до пород метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Метаморфизм более проявлен в кислых вулканитах и пирокластических разностях основных вулканитов.

Среди вулканогенных пород базальтового состава преобладают лавы. Они обособлены в покрове мощностью до нескольких десятков метров. Широко распространены миндалекаменные разности. Структура пород интерсертальная, часто относительно крупнозернистая. В интерстициях развита минеральная ассоциация зеленокаменного перерождения. Пирокласты представлены пепловыми разностями, имеют обычно облик зеленых сланцев с тонкой полосчатостью — слоистостью.

Андезитовые вулканиты выделяются окраской — более светлой в серо-зеленых тонах или красновато-серой. Среди лав часты порфиоровые разности; структура — интерсертальная, с элементами бластической. Отмечены лавобрекчии с основной массой базальтового состава и обломками андезитового и реже базальтового состава. Среди андезитовых пирокластов преобладают кристаллокластические туфы, реже встречаются литокластические разности. В разрезе алтуайтнуринской свиты отмечались прослойки туфов с вулканическими бомбами размером до 1 м, сложенными андезитовыми порфиритами миндалекаменного строения.

Химизм базальтовых вулканитов отвечает среднему типу диабаза по Р. Дэли. Андезитовые разности отличаются от типичных несколько повышенным содержанием щелочей: а до 13,5 и b до 17,8. Вероятно, между базальтовыми и андезитовыми типами вулканитов имеются промежуточные разности.

Кислые вулканиты, известные главным образом в нижней и средней частях вулканического комплекса, представлены отчасти лавами

(аккииксайская свита), а главным образом туфами — кристаллокластическими и реже литокристаллокластическими. В аккииксайской свите отмечены кислые агломератовые туфы с вулканическими бомбами размером до 1,5 м, а также линзы игнимбритов среди кристаллокластических туфов. Все разности кислых вулканитов, за исключением некоторых лав и игнимбритов, имеют обычно облик порфиридов; в них сильно проявлена серицитизация и рассланцевание. По составу кислые вулканиты изменяются от липаритовых до дацитовых, причем дацитовые разности заметно преобладают в верху вулканического комплекса. Наиболее кислым разностям по сравнению со средним липаритом свойственно пониженное содержание щелочей ($a=9$). Разности промежуточного липарито-дацитового состава, характеризующиеся повышенным значением величины b (до 10) и пониженным a (8), по-видимому, распространены шире остальных.

Большая часть липарит-андезит-базальтового комплекса накапливалось в одной среде. Лишь в начале его формирования при накоплении кислых вулканитов извержения, по крайней мере частично, были наземными.

В каждом из трех ритмов (свит) вулканического комплекса происходит закономерная смена базальтовых вулканитов через андезитобазальтовые к дацитам и липаритам. Увеличение роли андезитовых вулканитов по отношению к базальтовым в верхних ритмах комплексов указывает на общую тенденцию к раскислению вулканических извержений во времени.

Позднерифейский липарито-диабазовый комплекс Кокчетавского массива

Позднедокембрийский липарито-диабазовый морской осадочно-вулканогенный комплекс выделен в Кокчетавском и Шатском антиклинориях (никольско-бурлукская серия, шатская свита). В николюско-бурлукской серии Кокчетавского антиклинория вулканиты тяготеют к низам разреза (челкарская свита). Нижняя часть комплекса сложена спилитами и менее распространенными пироксеновыми и диабазовыми порфиритами при почти полном отсутствии пирокластических образований. Нередко спилиты, диабазы и базальтовые порфириты сопровождаются кремнистыми сланцами и яшмами. Средняя часть комплекса представлена терригенными породами с маломощными покровами липаритовых лав; в верхней части кислые эффузивы преобладают, а базальтовые порфириты редки. На севере Кокчетавского антиклинория, по данным Н. К. Двойченко и Н. А. Кулубекова, нижняя часть комплекса сложена диабазовыми порфиритами, перемежающимися с пачками кремнистых сланцев и яшм, внутри которых заключены маломощные прослой спилитов; в средней части развиты преимущественно базальтовые порфириты и их туфы, а венчается комплекс липаритовыми порфирами и кремнистыми сланцами. Мощность вулканического комплекса составляет 1100—2500 м, причем около половины ее приходится на долю основных вулканитов.

Базальтовые порфириты — зеленовато-черные породы с редкими вкраплениями разложенного основного плагиоклаза и моноклинного пироксена, почти нацело замещенного актинолитов, эпидотом и хлоритом; основная масса их имеет гиалопилитовые, пилотакситовые и интерсертальные структуры. *Диабазовые порфириты*, как правило, афировые породы, нередко миндалекаменные. *Липаритовые порфиры* обычно темно-красные; фенокристы в них принадлежат альбит-олигоклазу, калиевому полевому шпату, реже кварцу, а основная масса имеет микрофельзитовую либо микропойкилитовую структуру.

Позднерифейские спилитовый и яшмово-базальтовый комплексы

Эти комплексы широко распространены в восточной части Центрального Казахстана. Они представляют собой морские осадочно-вулканогенные толщи, объединенные в еремантаускую серию (Ишкеольмесский, Еремантау-Ниязский и Бошекульский антиклинории) и ее возрастные аналоги — косгамбайскую свиту в Майкаин-Кызылтасском и тектурмасскую — в Тектурмас-Атасуйском антиклинории. Чаще вулканогенные образования в них преобладают, хотя известны и такие (тектурмасская и косгамбайская свиты), где вулканиты подчинены осадочным породам. Лучше других изучен вулканический комплекс еремантауской серии, который подразделяется на две части. В нижней части (тиесская свита) развиты исключительно однообразные основные эффузивы, причем среди них преобладают лавы. Из осадочных пород здесь отмечаются линзы, прослои и пачки зеленых и сургучного цвета яшмоидов от нескольких сантиметров до 10—20 м, реже более мощных. Для верхней части (желтауская свита) характерно появление андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов при весьма существенной, а иногда и преобладающей роли пирокластических образований. Здесь сравнительно маломощные покровы лав и прослой пирокластолитов мощностью обычно 3—10 м (редко до 30—50 м) перемежаются с полимиктовыми и туфогенными песчаниками, алевролитами, известняками и микрокварцитами, причем известковистые и кремнистые породы находятся в очень сложных взаимоотношениях, часто замещая друг друга по простираанию. В одних зонах вулканогенные породы слагают около половины разреза верхней части комплекса, в других едва ли 10—15%.

Для эффузивов характерны темно-серый с зеленоватым оттенком цвет, миндалекаменные текстуры, иногда шаровое сложение. Структура их чаще всего афировая, микролитовая, диабазовая, иногда интерсертальная и спилитовая. По составу среди вулканитов выделяются базальтовые (пироксеновые и оливиновые порфириты, спилиты, туфы) и андезитовые разности, причем первые преобладают. Породы сильно изменены — альбитизированы, хлоритизированы, эпидотизированы и имеют типичный зеленокаменный облик. В базальтовых порфиритах вкрапленники представлены чаще всего авгитом и лабрадором, иногда вместе с оливином, но нередко только авгитом. Основная масса сложена хлоритом, эпидотом, цоизитом, карбонатом, среди которых различаются разложенные лейсты плагиоклаза и реликты моноклинного пироксена. Типичные спилиты встречаются редко; миндалины в них выполнены обычно карбонатом, реже хлоритом и карбонатом, иногда с примесью альбита и кварца, или они состоят из радиально-лучистого кварц-полевошпатового агрегата. В андезитовых порфиритах вкрапленники принадлежат андезину и роговой обманке; основная масса их состоит из лейст разложенного плагиоклаза, погруженных в мелкозернистую массу хлорита, карбоната, эпидота и рудного минерала. Туфы основного состава, как правило, интенсивно карбонатизированы. Среди них преобладают мелко- и среднеобломочные литокристаллокластические разности.

По химизму большая часть вулканитов отвечает нормальным базальтам. По величине Q (от +1 до +10) порфириты приближаются к плато-базальтам, только в оливиновых базальтах $Q=8-9$; $a:c \ll \ll 3/2$, что свойственно породам очень бедным щелочами; цветной индекс 28—37. Суммарное содержание щелочей варьирует от 0,66 до 3,7%, причем резко преобладает натрий; закисное железо большей частью преобладает над окисным. От более древних основных вулка-

нитов описанные порфириты отличаются большим значением цветного индекса, несколько большей величиной параметра a и большей ролью натрия среди щелочей.

Позднерифейские спилито-кератофировые комплексы

Известны в Тектурмас-Атасуйском (карамурунская свита), Иш-кеольмесском, Ерементау-Ниязском, Бошекульском, Майкаин-Кызылтасском и Чингиз-Тарбагатайском антиклинариях (ордабайская свита), а также в Северо-Балхашском антиклинории (итмурудинская свита). Среди вулканитов резко преобладают лавы, пирокластолиты и субвулканические образования основного состава; кислые породы имеют весьма ограниченное распространение и известны лишь в субвулканической фации. Почти повсеместно в этих комплексах выделяются три части, которые в различных регионах могут быть не строго синхронны: нижняя — существенно лавовая, средняя — с широким развитием кремнистых образований, верхняя — лаво-пирокластическая. В нижней и средней частях развиты преимущественно афировые разности базальтовых лав и практически отсутствуют пирокластолиты, тогда как в верхней последние занимают около трети мощности ее разреза и наряду с афировыми разностями лав развиты порфировые.

Наиболее распространенными являются базальтовые афириты, диабазы и диабазовые порфириты, вариолиты, базальтовые и андезитобазальтовые порфириты. Они в равной степени широко представлены массивными и миндалекаменными разностями. Для лав, особенно нижней части комплексов, весьма типично шаровое или подушечное сложение. В ассоциации с основными вулканитами по всему разрезу распространены различные кремнистые породы. Пирокластолиты, развитые преимущественно в верхней части разреза, представлены главным образом агломератовыми туфами, среди которых лишь спорадически обособляются маломощные прослой более мелкообломочных их разностей. Мощность туфов достигает 300—500 м. Эти части разреза практически лишены кремнистых пород. Субвулканическая фация представлена силлами и дайками диабазов, диабазовых порфиритов и габбро-диабазов, а также альбитофирами, кератофирами и кварцевыми альбитофирами. Для всех вулканитов типичны зеленокаменные изменения, местами эффузивы заметно гематитизированы; в меньшей степени проявлены процессы карбонатизации и окварцевания.

Описанные вулканогенные образования ряда базальт-андезит — базальт характеризуются повышенным содержанием щелочей ($a=11—14$), постоянным преобладанием Na_2O над K_2O ($n=86—99$), пониженным содержанием полевошпатовой извести ($c=3—7$) и относительно повышенной железистостью. Эти признаки, а также геологические данные (подводные трещинные излияния, подушечное строение лав, тесная ассоциация с кремнистыми породами и др.) указывают на принадлежность их к типичной геосинклинальной формации. Субвулканические альбитофиры (кератофиры) отличаются резким и постоянным преобладанием Na_2O над K_2O , окисного железа над закисным, пониженным содержанием полевошпатовой извести и несколько повышенным Al_2O_3 .

В вулканической деятельности, приведшей к образованию спилито-кератофировой формации, различается три этапа. Первый характеризуется наиболее интенсивными и продолжительными трещинными извержениями базальтовой магмы с накоплением мощной (1000—1500 м) толщи подушечных лав. Во втором этапе извержения были прерывистыми, в периоды затишья вулканической активности происхо-

дило накопление кремнистых осадков. Третий этап отличается новой продолжительной вспышкой вулканизма, в это время излияния лав чередовались с мощными эксплозиями. С заключительным этапом связан и кислый вулканизм, но о мощности и характере его судить трудно, так как ныне продукты его наблюдаются лишь в субвулканической фации.

Вендские вулканические комплексы

Вендские вулканические комплексы принадлежат осадочно-базальтовой формации. Основные вулканы имеют подчиненное значение в строении формации. Р. М. Антонюк выделяет два типа разреза ее на востоке Центрального Казахстана. В одном из них доминируют кремнисто-терригенные отложения, а основные вулканогенные образования подчинены им. Этот тип разреза свойствен Майкаин-Кызылтасскому антиклинорию (толпакская свита), Тектурмас-Атасуйскому антиклинорию (баварбайская свита), Северо-Балхашскому антиклинорию (низы казыкской серии). Ему также, по-видимому, принадлежит кызылкаиндинская свита Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Второй тип разреза характеризуется развитием грубообломочных, плохо сортированных терригенных пород, с которыми сочетаются алевролиты, аргиллиты и в меньшей степени основные вулканы (тобежальская серия в Ерементау-Ниязском антиклинории, ишкеольмесская и чалышская свиты в Ишкеольмесском и Кокчетавском антиклинориях).

На западе Центрального Казахстана существенно различное строение вулканогенно-терригенная формация венда имеет в северной части в Джаркайнагачском антиклинории и на южном обрамлении Кокчетавского антиклинория, а также на юге, в Улутау. В районе Ишимской Луки в Джаркайнагачском антиклинории и в южном обрамлении Кокчетавского массива развита яшмово-диабазово-терригенная братолюбовская серия. Собственно вулканы, по данным О. В. Минервина, приурочены к нижней толще, где в разрезе мощностью 1700 м они составляют около 80%, их дополняют яшмы, кремнистые алевролиты и аргиллиты. Пепловые туфы и туффиты основного состава известны также в верхней вулканогенно-осадочной толще, отделенной от нижней вулканогенной толщи средней кремнисто-терригенной толщиной в 550 м. Туфы и туффиты здесь концентрируются в пачке мощностью 300 м, переслаиваются с кремнистыми туффитами и туфопесчаниками.

В Улутау акбулакская серия содержит в нижней части (кумкудукская свита) пепловые туфы липаритового состава и туффиты, тесно связанные с песчаниками и алевролитами. Они образуют редкие прослои в первые метры (до 10 м) среди туфопесчаников и туфоалевролитов. В верхней — шилесайской свите развиты диабазы, реже литокластические туфы базальтового состава. Они образуют пачку мощностью около 200 м на западном крыле Майтубинского антиклинория, резко уменьшающуюся в мощности к востоку. Диабазы подстилаются и кроются терригенными породами. Сравнение акбулакской и братолюбовской серий, параллелизуемых стратиграфически (Зайцев, 1969 г.), показывает значительное увеличение роли основных вулканитов с юга на север. Братолюбовская серия несет в себе черты типичных эвгеосинклинальных образований в то время, как в Улутау разрез формационно отвечает типу, переходному от эвгеосинклинального к миогеосинклинальному*.

* Собственно миогеосинклинальные формации вендского возраста, по В. Г. Королеву, свойственны более южной части этого единого геосинклинального прогиба (малокаройская серия Каратау-Таласской зоны Северного Тянь-Шаня).

САЛАИРСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ**РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ****Рифейско(?)-раннекембрийский спилито-диабазовый комплекс**

Этот морской осадочно-вулканогенный комплекс развит в выступах каледонид внутри Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Он известен в Северо-Балхашском антиклинории (итмурундинская, казыкская и тюретайская свиты); к нему же, возможно, относятся вулканиты южного крыла Жаман-Сарысуйского антиклинория. Не исключено, что кремнисто-спилитовый комплекс Акчатауского антиклинория, лежащий ниже фаунистически датированных отложений алданского яруса, также имеет позднерифейско-раннекембрийский возраст и начинает собой ряд салаирских вулканогенных формаций Чингиз-Тарбагатайской системы. Возрастное положение этих комплексов спорно.

Спилито-диабазовый комплекс Северо-Балхашского антиклинория по геолого-петрографическим особенностям резко отличается от всех других салаирских и весьма сходен с такого же типа позднекембрийскими комплексами. Он, как и последние, имеет трехчленное строение. Нижняя часть (итмурундинская свита) сложена преимущественно диабазами, диабазовыми порфиритами, спилитами, менее туфами базальтового состава и яшмами. Средняя часть (казыкская свита) представлена толщей разнообразных яшм с подчиненными прослоями терригенных пород и основных эффузивов, верхняя (тюретайская свита) почти нацело состоит из диабазов и базальтовых порфиритов, наряду с которыми отмечаются базальтовые туфы, кремнистые туффиты, яшмы и кремнистые сланцы. Пирокласты в рассматриваемом комплексе развиты незначительно, в верхней части его их несколько больше, но и здесь они составляют не более 10—15% всего объема вулканитов. Все эффузивы претерпели зеленокаменное перерождение. Общая мощность комплекса колеблется от 1500 до 4000 м; в среднем две трети ее приходится на вулканогенные породы. По химизму эффузивы близки к оливиновым базальтам и ничем не отличаются от зеленокаменных лав спилито-диабазовых серий, обладая такими характерными особенностями, как высокая основность, доминирующая роль натрия среди щелочей. Образование комплекса обязано подводным трещинным излияниям весьма слабо или даже вовсе не дифференцированной базальтовой магмы.

Раннекембрийский базальтовый (телескольский) комплекс

В телескольском осадочно-вулканогенном комплексе количество вулканитов значительно варьирует: они слагают от четверти до половины общей мощности его (2000 м). Вулканогенные образования представлены главным образом туфами, крайне редко лавами базальтового состава. Они переслаиваются с алеволитами, песчаниками, туффитами. Лавы представлены базальтовыми порфиритами с вкрапленниками исключительно авгита. Туфы базальтовых порфиритов разнообразны — от агломератовых до мелкообломочных, с ювенильно-резургентным составом пирокластического материала.

Ранне-среднекембрийский базальт-трахитовый (бощекульский) комплекс

Базальт-трахитовый комплекс лучше изучен в Бощекульском антиклинории. Здесь он делится на три части, соответствующие джангабульской, жаркудукской и ащикольской свитам бощекульской серии.

Вулканогенные породы каждой части отличаются рядом специфических черт, но составляют единую формацию (спилито-кератофировую по Р. А. Борукаеву и Е. Е. Миллер). Нижняя часть комплекса (джангабульская свита) состоит из двух толщ. Нижняя толща почти нацело сложена осадочными вулканомиктовыми породами с единичными горизонтами лав и туфов базальтового состава; верхняя толща представлена лавами и туфами базальтового состава с подчиненными прослоями терригенных отложений. Лавы — преимущественно афировые и микропорфировые, реже порфировые, зелено-серые, местами вишнево-серые и даже буровато-красные породы с вкрапленниками или только одного измененного темноцветного минерала (пироксена?), или его и сосюритизированного плагиоклаза. Среди туфов развиты разности от грубо- до мелкообломочных, обломочный материал в них и ювенильный и резургентный; они содержат много гематитизированных обломков лав и стекол. По петрохимическим особенностям лавы нижней части комплекса являются продуктами нормальной известково-щелочной недифференцированной базальтовой магмы. Они насыщены кремнекислотой, относительно бедны щелочами, среди которых всегда резко преобладает натрий, отличаются повышенным содержанием суммарного железа сравнительно с магнием. Средняя часть комплекса (жаркудукская свита) довольно пестра по составу и фациально изменчива. Ведущая роль принадлежит вулканитам андезито-базальтового состава и подчиненная — андезитовым. Характерными являются одновременное нахождение в разрезах лав, различающихся по макроструктуре от афировых до мегапорфировых, развитие пирокластических пачек с преобладающим содержанием в них ювенильных выбросов и вулканомиктовых пород с кластическим материалом кислого состава. Лавы относятся к классу слегка недосыщенных и насыщенных кремнекислотой пород. От вулканитов джангабульской свиты они отличаются более щелочным составом, опять с преобладанием натрия, меньшим содержанием суммарного железа и магния и значительно большей величиной отношения $(\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}) : \text{MgO}$. Верхняя часть бошекульского комплекса (ащикольская свита) представлена лавово-пирокластическими образованиями трахиандезитового и трахидацитового состава с подчиненным развитием слоистых туфо-осадочных пачек и субвулканических трахитовых и сиенитовых порфиров. Лавы — коричневатобурые, вишнево-серые до буро-красных порфировые, они имеют массивную, а чаще атакситовую полосчатую и брекчиевидную текстуры. В агломератовых, средне- и мелкообломочных туфах преобладает ювенильный материал. Эффузивы насыщены или слегка пересыщены кремнекислотой, богаты щелочами, содержания натрия и калия примерно равны.

В целом вулканические породы бошекульского комплекса образуют непрерывный ряд с закономерно меняющимся составом от нормальных известково-щелочных базальтов через базальты и андезиты с несколько повышенной щелочностью к трахиандезитам и трахитам.

Ранне-среднекембрийский базальто-дацитовый комплекс

Данный комплекс развит исключительно в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе, где соответствует джангабульской, коксенгирской и зерבקзылской свитам, объединяемым в бошекульскую серию. В отличие от разновозрастных образований Бошекульского антиклинория, здесь состав вулканических продуктов меняется от базальтового до дацитового, иногда трахидацитового и даже липаритового, но без строгогомодромной эволюции магматизма во времени; не наблюдается

также закономерной смены состава вулканитов ряда спилит — кератофир, как это предполагалось ранее (Борукаев, 1962; Лялин, Миллер и др., 1964).

В северо-западной части Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы в Майкаинской антиклинали в разрезе рассматриваемого комплекса отмечается следующая последовательность вулканитов (снизу вверх): базальты — андезито-дациты — основные андезиты — кислые андезиты и андезито-дациты — трахидациты, а юго-восточнее, в Алкамергенском антиклинории: базальты — перемежаемость базальтов и андезито-дацитов — трахиандезиты — андезито-дациты — базальты. В Чингизском антиклинории уже в нижней части комплекса (джангабульская свита) среди вулканитов базальтового состава появляются прослой лав и туфов андезитового, а выше отмечается более частая их перемежаемость; в средней части комплекса (коксенгирская свита) чередование вулканитов андезитового и базальтового состава является обычным, а в верхней части (зербкызыльская свита) перемежаются вулканиты андезитового, дацитового и реже более кислого состава. Характерна изменчивость количественных соотношений вулканогенных и осадочных пород, а также лав и пирокластолитов. Так, в Майкаинской антиклинали вулканиты занимают до 90% общей мощности комплекса, в Алкамергенском антиклинории 25—30% в нижней части комплекса и до 90% — в верхней, в Чингизском антиклинории примерно 85%, в Акчатауском только 55%. В первых двух структурах среди вулканитов преобладают пирокластолиты (60—90%), во вторых — лавовые образования (60—75%). В петрохимическом отношении вулканиты рассматриваемого комплекса изучены недостаточно. В Майкаинской антиклинали лавы и пирокластолиты базальтового состава нижней части комплекса в одних блоках характеризуются слабой насыщенностью или слабой пересыщенностью SiO_2 , они бедны или очень бедны щелочами, при постоянном преобладании Na_2O над K_2O ; в других блоках они слабо недосыщены SiO_2 и обнаруживают значительные вариации в содержании щелочей при изменчивых соотношениях Na_2O и K_2O . Подавляющая масса пород средней и верхней частей комплекса относится к классу насыщенных SiO_2 , они богаты и умеренно богаты щелочами, а соотношение Na_2O и K_2O сильно и незакономерно варьирует. Субвулканические образования отличаются от лав более щелочным составом, а также некоторой пересыщенностью глиноземом.

Среднекембрийский андезито-базальтовый (кызылкаиндинский) комплекс

Известен в Бошекульском и в северо-западной части Чингизского антиклинория. Вулканогенные породы слагают до 90—95% его объема и представлены преимущественно андезитовыми и андезито-базальтовыми, реже базальтовыми лавами и в меньшем количестве их туфами. Вулканитам свойственны буро-серые, буро-красные, иногда серые и зелено-серые окраски. В одних районах наблюдается последовательная смена состава эффузивов в порядке: андезиты — андезито-базальты — базальты, в других происходили извержения исключительно базальтовых лав. Извержения происходили, очевидно, из аппаратов центрального типа в подводных условиях: лаво-пирокластические пачки чередуются с кремнистыми, терригенными и карбонатными осадками. Не исключено, что здесь имели место постройки типа вулканических островов. В пользу последнего предположения говорит присутствие в разрезах свиты лав краснокаменного облика.

ОРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Позднекембрийско-раннеордовикские комплексы

Салаирский позднегеосинклиальный вулканизм не был повсеместным и начался в различных тектонических зонах в разное время: в Аркалыкской и может быть в Тарбагатайской с ранней трети, в большинстве других зон — со второй трети позднего кембрия и уже к концу кембрия затух; в Аксуйской и Бошекульской зонах вулканизм проявился только в тремадокское время. Соответственно этому верхнекембрийско-нижнеордовикские осадочно-вулканогенные комплексы, весьма изменчивые по суммарной мощности и объему вулканитов, имеют разное строение. В одних вулканогенные образования слагают нижние части комплекса, а верхние представлены осадочными породами, в других наоборот. Всюду в Центральном Казахстане они обладают типичными чертами вулканогенно-молассовых формаций.

Наиболее древние из позднекембрийских вулканические образования установлены в пределах Аркалыкского антиклинория. Здесь, по данным Т. М. Жаутикова, В. И. Титова и других, ордатасская свита мощностью 500—600 м на 70—80% сложена эффузивными породами. Среди них выделяются дацитовые лавобрекчи, андезитовые и базальтовые порфириты и их туфы. Лавы и туфы развиты в равных количественных соотношениях; туфы преимущественно резургентные.

Более широко проявился вулканизм, начиная со второй трети позднего кембрия (куяндинская свита и ее возрастные аналоги), но состав эффузивов, характер, интенсивность и длительность вулканических процессов в различных зонах отличались, и нередко значительно. В Конском синклинории состав вулканогенных пород этого времени преимущественно андезитовый. Эффузивам свойственны буро-фиолетовые тона окраски, указывающие на формирование их в субаэральной обстановке. Весьма характерны мощные пачки вулканомиктовых и туфогенных конгломератов, чередующихся с прослоями туфов андезитовых порфиритов. Вулканокластические образования отличаются большим однообразием состава обломочного материала, представленного андезитовыми порфиритами различных структурно-текстурных типов, со следами обработки его в водной среде. Они возникли, по-видимому, в результате размыва и переотложения еще не диагенитезированного материала агломератовых потоков, лахар и других продуктов взрывной деятельности, а также легко разрушаемого лавового материала андезитовых куполов. В Алкамергенском антиклинории нижняя часть верхнекембрийско-тремадокского комплекса сложена карбонатно-терригенными породами и залегающими выше андезитовыми и андезитобазальтовыми порфиритами. Здесь в равной степени широко развиты как лавовые, так и туфовые образования, среди которых преобладают резургентные разности.

Наиболее длительной и мощной в течение последних двух третей позднекембрийского времени была вулканическая деятельность на месте современного Чингизского антиклинория. Здесь, по данным Ю. И. Лялина (1964), вначале она проявилась локально, но затем наступил площадной вулканизм, приведший к накоплению мощной толщи лавово-пирокластических образований в среднем андезито-базальтового состава. Отмечается большая изменчивость состава и распределения лавового и пирокластического материала. Извержения происходили и в наземных условиях (красноцветные вулканиты) и в подводных (терригенно-карбонатно-эффузивные толщи).

Верхняя, тремадокская часть рассматриваемых комплексов, выделяемая в олентинскую свиту торткудукской серии, известна в Шидерты-Олентинском синклинии, Ишкеольмесском, Ерементау-Ниязском, Бошекульском антиклинориях и во многих структурах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Лучше всего тремадокские эффузивы изучены в Шидерты-Олентинском синклинии и Бошекульском антиклинории, где вулканиты на отдельных участках слагают почти целиком разрез тремадокской части комплекса; чаще же на долю их приходится от 20 до 35% мощности его, причем вулканиты относительно равномерно распределены по всему разрезу. Здесь особенно широко развиты туфогенные конгломераты и песчаники, представляющие собой продукты синхронного с вулканизмом размыва и перестроения вулканогенных пород: плагиоклаз-роговообманковых, пироксен-плагиоклазовых, пироксен-роговообманково-плагиоклазовых, кварцсодержащих андезитовых порфиритов и иногда дацитовых порфиров. Только в немногих пунктах (например, район рудника Торткудук) встречены образования собственно эффузивной фации — андезитовые и андезиодацитовые порфириты, брекчии андезитовых порфиритов. Особенно сильно тремадокских эффузивов является преобладание среди них роговообманковых разновидностей.

В Ишкеольмесском антиклинории позднекембрийско-раннеордовикский комплекс представлен главным образом своей верхней тремадокской частью. Последняя состоит из перемещающихся андезитовых порфиритов и их туфов, большей частью агломератовых, а также сравнительно редких пачек терригенных пород. Отмечаются здесь и альбитофиры, которые скорее всего являются субвулканическими и, возможно, не принадлежат этому комплексу. Среди туфов распространены как резургентные агломератовые, так и средне-мелкообломочные, главным образом ювенильные. Главная масса туфов накопилась к концу формирования комплекса.

КАЛЕДОНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

КОКЧЕТАВ-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Вулканогенные образования каледонского тектоно-магматического цикла в рассматриваемой системе распространены повсеместно. Раннегеосинклинальная вулканическая деятельность была приурочена только к северным частям Ишим-Каратауского и Степняк-Жаксыконского прогибов. В первом она была очень слабой и кратковременной. Степняк-Жаксыконский прогиб по интенсивности и длительности раннегеосинклинального ордовикского вулканизма выделяется среди всех зон Казахстана. Позднегеосинклинальный (верхний ордовик) и орогенный вулканизм (девон) захватил более широкие площади.

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Арениг-ланвирские андезито-базальтовые комплексы

Эффузивы этого возраста (куприяновский комплекс) известны в Стерлитамак-Марьевском синклинии, где туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов слагают пачку мощностью 160 м в куприяновской свите. Таким же слабым и кратковременным был вулканизм и в Калмыккульском прогибе, где в составе кумайского комплекса выделяются горизонты базальтовых подушечных лав и реже агломератовых туфов, составляющих в целом около 10% разреза вулканогенно-оса-

дочной толщи. По простиранию лавы и туфы замещаются кремнистыми породами. В Степнякском блоке вулканиты появляются в арениге, причем И. Ф. Никитин не исключает того, что эффузивная деятельность здесь началась в тремадоке; в Жаксыконском блоке и северной части Бетпак-Далинской мегазоны первые вулканогенные образования отмечаются в лландейло. Ордовикские вулканиты рассматриваемых мегазон слагают четыре вулканических комплекса — один среднеордовикский (сагский) и три позднеордовикских (майлисорский, бельгагашский, куяндинский).

В Степнякском синклинории ордовикские вулканогенные комплексы, по Р. А. Копяткевичу, состоят из ритмичного переслаивания преимущественно вулканогенных и осадочных толщ. Всего выделяется четыре ритма, три из которых в свою очередь имеют двучленное строение. Нижний член каждого ритма представлен преимущественно вулканитами, верхний — осадочными породами.

Наиболее интенсивная вулканическая деятельность совпадает с началом или первой половиной каждого ритма, затем извержения с течением времени становятся все реже и, наконец, вулканизм затухает вовсе. По мере развития вулканизма каждого ритма наблюдается нарастание эксплозивных процессов, а также повышение кислотности извергаемых магм. Состав вулканитов, среди которых доминируют пирокласты, закономерно изменяется и в целом внутри каждого ритма от преимущественно базальтового, андезито-базальтового или андезитового в нижней части до андезито-дацитового и даже липаритового — в верхней.

Среднеордовикский андезито-базальтовый комплекс (сагский)

В строении сагского комплекса принимают участие два нижних вулканических ритма. Большая часть вулканитов первого ритма имеет базальтовый состав. Среди лав отмечаются плагиоклазовые, иногда роговообманково-плагиоклазовые базальтовые порфириты и редко диабазы. Кроме ювенильных литокристаллокластических туфов встречаются редкие пласты ксенотуфов. Лавы слагают потоки мощностью 2—10, иногда 40 м, по простиранию замещающиеся туфами. Второй вулканический ритм характеризуется широким развитием агломератовых туфов, особенно по периферии Степнякского синклинория, пирокластический материал которых представлен в низах толщи андезитовыми, андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиритами; туфы перемежаются с такими же лавами. Кислые разности вулканитов (андезито-дациты и дациты) преимущественно в виде мелкообломочных туфов слагают прослои в верхней части толщи. Туфы чередуются с потоками лав, преобладающими в отдельных разрезах центральной части синклинория. Иногда наблюдается ритмичное чередование потоков с пластами туфов. Мощность отдельных потоков достигает нескольких десятков метров. Наиболее вулканически активной в это время была западная периферия Степнякского прогиба. В центральной его части вулканизм был весьма кратковременным и закончился эксплозиями дацитовых и дацито-липаритовых порфиров. Особенности строения и фациального состава вулканических образований дают основание предполагать, что как в первом, так и во втором этапах вулканические извержения происходили в субаквальных условиях из вулканов центрального типа. Как было отмечено, для Сагского комплекса характерна тенденция к покислению извергаемых вулканитов к концу ритмов. Такое закономерное изменение состава пород во времени от основных к кислым устанавливается лишь в центральной части бассейна и не

выдерживается на его бортах (район озер Суалмы, Сага и др.), где устанавливается перемежаемость вулканитов базальтового и андезито-базальтового состава без последующего поокисления их к концу ритма. По-видимому, извержения магмы в пределах прогиба связаны с деятельностью многочисленных очагов как с нормальной последовательностью эволюции магм в них, так поставлявших материал недифференцированной андезито-базальтовой магмы. Извержения происходили из аппаратов центрального типа, о чем свидетельствует факт резкого преобладания пирокластического материала над лавовым, наличие участков грубообломочных туфов, содержащих хаотическое скопление вулканических бомб размером до 1 м; прогибание кровли пластов пепловых туфов над выбросами лапилли; наличие некков жерловой фации.

Вулканические извержения в сагское время проходили в морских условиях, о чем свидетельствует шаровая отдельность лав, их зелено-каменное изменение, наличие морской фауны в осадочных прослоях, сортировка однородного обломочного материала в туфах по размеру обломков, первичная гидрхимическая цементация в туфах. Наличие же горизонтов пизолитовых туфов, прогибание кровли пласта под выбросом лапилли, гематитизация обломочного материала в туфах свидетельствуют об субаэральной обстановке их формирования. По-видимому, извержения в сагское время создавали вулканические постройки, нередко перерастающие в вулканические острова.

Средние химические составы пород сагского комплекса располагаются на диаграмме Заварицкого в поле базальтов известково-щелочной ассоциации. При сравнении средних химических анализов комплекса со средними типами пород по Р. Дэли отмечаем повышенные содержания в них MgO и CaO.

Позднеордовикский (майлисорский) андезитовый комплекс

В позднеордовикское время в Степнякском синклинии накапливается вулканогенная толща с маломощными терригенными прослоями. Среди вулканитов резко преобладают пирокластолиты, основную роль среди которых играют агломератовые разности, содержащие резургентный пирокластический материал. Широко развиты ксенотуфы, в которых в качестве посторонних включений присутствуют обломки известняков и интрузивных пород. Лавы андезитового и более кислого состава слагают не выдержанные по ширине и длине потоки мощностью до нескольких десятков метров. Состав вулканических продуктов майлисорского комплекса весьма разнообразен; наряду с общим закономерным изменением состава вулканитов от основных к кислым, в отдельных участках наблюдается незакономерное чередование вулканитов кислого и среднего состава, либо участки с исключительным развитием вулканитов основного состава, что свидетельствует о деятельности различных вулканов, поставлявших материал различно дифференцированной магмы из обособленных вулканических камер. Кроме пород эффузивной фации, представленной в основном туфами различной размерности и состава, варьирующего от андезитового до дацит-липаритового, встречаются породы субвулканической фации, представленные многочисленными штокообразными и дайкообразными телами плагиосиенитпорфиров. Вулканическая деятельность этого времени отличалась пульсационно-прерывистым характером. Исключительное развитие пирокластического материала, резкое преобладание его над лавовым, гематитизация как кластического материала в туфах, так и лав, наличие известняков, содержащих морскую фауну, все это сви-

детельствует о том, что извержения связаны с деятельностью многочисленных аппаратов центрального типа, создававших вулканические постройки в мелководном бассейне. О существовании вулканических построек можно судить по наличию реликтов крупных вулканов с кальдерой опускания (Богдановский массив) и рифовых сооружений, возникших на месте вулкана после прекращения вулканической деятельности. Такое сооружение из биогермных известняков — Майлисорский риф — было описано Т. Н. Львовой (1964) в центральной части Степняковского прогиба.

Позднеордовикские андезито-базальтовые комплексы

В верхнем ордовике в Конском синклинии была накоплена фациально пестрая изменчивая вулканогенная толща (куяндинская свита) мощностью до 2000 м. В одних участках, как например, в районе оз. Куянды, значительную часть ее слагают андезито-базальтовые лавы (потоки мощностью в первые метры) и главным образом их туфы, в низах разреза известковистые с морской фауной, а в верхах — наземные, сильно гематитизированные и пестро окрашенные (Заравняева, 1965). В других же блоках (реки Сары-Кингир, Сарысу) в разрезе этой толщи наблюдается сравнительно частая перемежаемость эффузивных пород с преобладающими туфитами, здесь лавы по составу главным образом базальтовые, реже андезитовые и крайне редко дацитовые, образуют невыдержанные потоки мощностью до 5 м. Базальтовые туфы преимущественно мелкообломочные, андезито-базальтовые и андезитовые пирокластиты — агломератовые, лапиллиевые и средне-мелкообломочные с резко выраженной несортированностью и неоднородностью обломков, пестро окрашенные. При извержениях андезитовой магмы формировались мощные нагромождения пирокластики (участок р. Сары-Кингир), а извержения базальтовой магмы приводили к образованию лавовых потоков (р. Акмая), чередующихся с редкими горизонтами мелкообломочных туфов. Вулканы описанной площади образованы также в результате извержений из аппаратов центрального типа, создавших вулканические постройки среди мелкого моря. Один из предполагаемых вулканов располагался восточнее оз. Куянды, второй — в районе сопки Котумбуз.

Таким образом, в завершающий этап развития Степняковского и Конского прогибов была проявлена интенсивная вулканическая деятельность, которая отличалась пульсационно-прерывистым характером извержений. Перерывы между отдельными актами извержений на севере зоны были кратковременными и, по данным В. К. Заравняевой, длительными на юге. Различный состав продуктов извержений по зоне — андезитовый и дацитовый в Степнякском синклинии, андезито-базальтовый и сложно дифференцированный от базальтов до дацитов в Конском синклинии указывает на существование не глубокого очага, а обособленных вулканических камер, процессы дифференциации в которых шли обособленно. На петрохимической диаграмме Заварицкого средние химические составы пород майлисорского и куяндинского комплексов образуют два обособленных роя векторов, располагающихся — один в поле базальтов, другой в поле липаритов:

В Стерлитамак-Марьевском синклинии вулканы составляют около 20% общей мощности комплекса. Низы комплекса сложены пестроцветными кластическими породами, называемыми Н. П. Четвериковой туфогенными. Образование их, по мнению Н. П. Четвериковой (1960), связано с разрушением и переотложением материала вулканических построек, располагавшихся на поднятиях, обрамляющих про-

гиб. Такие породы, используя последнюю номенклатуру, принято называть вулканогенными. По мнению В. К. Заравняевой, большая мощность этих пород (2000 м), непрерывность в размещении по вертикали, пестрота состава вулканитов в кластическом материале и его хорошая окатанность позволяют рассматривать эти породы, как типично терригенные, образовавшиеся в результате размыва какой-то ранее образованной толщи вулканитов. Верхи комплекса сложены пачкой (400 м) диабазовых порфиритов, подстилаемых лавобрекчиями.

В пределах Калмыккульского синклинория на долю вулканитов приходится около двух третей разреза свиты. Они образуют пачку мощностью 400 м, сложенную лавами и туфами андезито-базальтового и андезитового состава, переслаивающихся с туффитами и туффесчаниками. Причем в нижней ее части развиты лавы и туфы бурой окраски, которые вверх по разрезу сменяются лавами темно-серых и зеленоватых андезито-базальтовых и андезитовых порфиритов.

В Байконурском синклинории Каргалинский комплекс имеет трехчленное строение. Внизу — толща туфов, затем осадочная и верхняя толща лав и лавобрекчий. Среди вулканитов развиты породы основного и среднего состава. В целом количество вулканогенных пород в составе варьирует от 18 до 80%. Строение комплекса отличается значительной фашиальной изменчивостью состава по латерали. По-видимому, в одних частях Байконурского прогиба извержения были почти непрерывными, в других после мощных эксплозий в верхнем карадоке в вулканической деятельности наступила длительная пауза, в течение которой накапливались терригенные осадки. В конце ашгиллия отмечается новая вулканическая вспышка. По данным Книппера (1963), в это время в районе гор Каргалы-Караадыр была накоплена мощная (более 1000 м) толща лав и лавобрекчий андезитового и базальтового состава, свидетельствующая о близости центра вулканической деятельности.

Аналогичные указания на существование вулканических построек в этих горах встречаются и в работе Н. Г. Боровикова (1955), изучавшего вулканогенные толщи ордовика этого прогиба. Приведенные им петрографические описания пород свидетельствуют о зеленокаменной изменении вулканитов базальтового и андезитового состава. Вероятно, извержения вулканитов связаны с вулканами центрального типа, действовавшими в мелководном море, над уровнем которого возвышались островные вулканические постройки. И лишь в Стерлитамак-Марьевской зоне, по-видимому, имели место трещинные подводные излияния базальтовой магмы, в результате которых была накоплена мощная пачка диабазовых порфиритов. Вулканиты комплекса являются производными базальтовой магмы, образуя дифференциаты ряда базальт—андезит.

Позднеордовикский базальтовый (Бельгашский) комплекс

На северном крыле Степнякского синклинория развит осадочно-вулканогенный комплекс условно верхнеордовикского возраста мощностью около 1000 м. Более $\frac{4}{5}$ разреза толщи сложено средне- и мелкообломочными базальтовыми туфами и менее распространенными базальтовыми порфиритами, иногда миндалекаменными, фенокристи в которых принадлежат лабрадору и более редкому уралитизированному моноклинному пироксену. В нижней части комплекса лавы и туфы переслаиваются с пачками терригенных пород.

ОРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Орогенные вулканические комплексы Кокчетав-Северо-Тяньшаньской складчатой системы наиболее широко распространены в пределах среднепалеозойских межгорных впадин (Шидертинская, Селетинская, Каракенгир-Жаксыконская, Западно-Атасуйская впадины). Здесь выделены андезито-базальтовые комплексы нижнего девона (жарсорская свита) и среднего — верхнего девона (шатская и жаксыконская серии). Значительно слабее орогенный вулканизм проявился в областях каледонских поднятий (Улутауское, Кокчетавское), где распространен липаритовый комплекс.

**Андезито-базальтовый комплекс раннего девона
(жарсорская свита)**

Данная свита выделяется в Шидертинской и Селетинской среднепалеозойских межгорных впадинах наложенного развития. В Шидертинской впадине комплекс залегает на различных образованиях фундамента через горизонт базальных конгломератов. В северной и северо-западной частях впадины он резко несогласно перекрывает кембрийские и ордовикские отложения, в южной и юго-восточной — нижний отдел силура. К юго-западу от слияния рек Шидерты и Карасу в районе оз. Шибунды и на правом берегу р. Шидерты этот комплекс налегает на нижнесилурийские пестроцветные осадки без видимого азимутального несогласия (Канфель, Мазарович и др., 1962).

Основными компонентами комплекса являются вулканомиктовые конгломераты и эффузивы основного и среднего состава; второстепенными — полимиктовые песчаники, гравелиты, туфы андезитовых и андезито-дацитовых порфиритов. Очень редки лавы и туфы дацитового состава, ортофиры, мелкозернистые песчаники и алеволиты. Литологические особенности и состав обломочного материала терригенных пород свидетельствуют о том, что накопление их происходило вблизи от источников сноса, очевидно, за счет разрушения вулканических построек раннедевонского возраста, расположенных непосредственно в пределах Шидертинской впадины.

Вулканические породы рассматриваемого комплекса представлены массивными и псевдофлюидальными (полосчатыми), афировыми и порфиоровыми разностями плагиоклазовых, пироксеновых, оливиновых и роговообманковых порфиритов. Состав эффузивов изменяется в диапазоне от основного базальтового до дацитового и иногда ортофирового, при ведущем значении андезито-базальтового и андезитового. Определенной закономерности в изменении состава эффузивов во времени не наблюдается. Излияния лав происходили в различном порядке: в одних случаях (район оз. Жарсор) — от кислых к основным, в других — от основных к более кислым, в третьих — эффузии основных лав чередовались с извержениями средних. Все это, очевидно, обусловлено связью различных вулканов с обособленными камерами, в которых ход дифференциации был неодинаковым. Несмотря на многообразие типов и разновидностей вулканитов, рассматриваемому комплексу присущи весьма характерные породы, встречающиеся почти повсеместно. Это эвпорфирные разности базальтовых и андезитовых порфиритов, оливиновые и оливин-пироксеновые базальтовые и андезито-базальтовые порфириты, темно-серые афириты с шаровой и массивной текстурой, полосчатые порфириты с субпараллельной ориентировкой микролитов и вкрапленников. Значительно меньшую роль в строении комплекса играют вулканокластические отложения, слагаю-

щие на отдельных участках (оз. Жарсор, низовья р. Оленты, верховья р. Шидерты) мощные, но быстро (5—6 км) выклинивающиеся пласты. Они представлены обычно средне- и грубообломочными литокластическими, реже литокристаллокластическими туфами среднего состава. По составу вулканокластического материала туфы являются преимущественно резургентными; они сложены обломками пород вулканических построек и очень редко содержат ювенильные стекла и вулканический пепел. Отсутствие в туфах ксеновключений и пород фундамента вулканов, очевидно, указывает на небольшую силу извержений, при которых частично разрушались только вулканические конуса. Вулканические процессы раннедевонского времени на всей площади Шидертинской впадины носили прерывисто-пульсационный характер, о чем свидетельствует частая перемежаемость вулканогенных и осадочных отложений. Во многих пунктах впадины происходило до 15 и более извержений, причем почти каждому из них предшествовало накопление терригенных осадков.

Андезито-базальтовые комплексы среднего девона — франского яруса

Эти комплексы выделяются в Шидертинской (шатская серия), Каракенгир-Жаксыконской и Западно-Атасуйской (жаксыконская серия) среднепалеозойских межгорных впадинах.

В Центральной части Шидертинской впадины этот комплекс залегает без видимого углового и азимутального несогласия на нижнедевонских отложениях, образуя с последними единые складчатые структуры. В прибортовых частях этой впадины (район Кушокинской мульды) комплекс залегает с незначительным угловым несогласием на нижнедевонских отложениях.

Вулканические породы комплекса, составляющие до 25% объема его, отвечают по составу липаритам и базальтам. Вулканы кислого состава приурочены к нижней — эйфельской части разреза и локализируются главным образом в узкой прерывистой зоне северо-восточного простиранья, протягивающейся на 150 км по юго-восточному борту впадины из района гор Куу-Чеку к горам Сункаркия, озерам Саумалколь и Ескельды-Коль. Они представлены здесь пластами туфов (до 100 м), отдельными потоками лав и многочисленными линейно-вытянутыми в северо-восточном направлении субвулканическими телами липаритовых порфиров. По-видимому, к этой зоне в эйфельском веке были приурочены мелкие вулканические аппараты, деятельность которых проявилась всего в нескольких кратковременных извержениях. Эффузивы основного состава приурочены к верхней живетско-франской части разреза. Они представлены однотипными оливин-пироксеновыми базальтовыми порфиритами и диабазами общей мощностью до 200 м, а также дайками, силлами и реже штоками диабазов субвулканической фации. В отличие от кислых вулканитов они встречаются в различных пунктах Шидертинской впадины (оз. Кумды-Коль, Бараншоки, горы Жаман-Адыр) и не обнаруживают столь четко выраженного структурного контроля.

В Каракенгир-Жаксыконской впадине андезито-базальтовый комплекс среднего девона — франского яруса (жаксыконская серия) залегает на красноцветной молассе нижнего девона без азимутального и углового несогласия, имея в основании очень часто базальные крупногалечные конгломераты. Необходимо подчеркнуть, что в составе обломочного материала этих конгломератов нигде не обнаружены породы нижележащей молассы. На допалеозойские и нижнепалеозойские об-

разования базальные слои налегают резко несогласно, перекрывая под различными углами (вплоть до прямого) структуры фундамента (Меркулов и др., 1938; Тихомиров и др., 1961).

Рассматриваемый комплекс сложен сероцветными и пестроцветными песчаниками, алевролитами, гравелитами и конгломератами, темными зеленовато-серыми или лилово-серыми эффузивами основного и среднеосновного состава. В подчиненном количестве присутствуют кислые туфы, главным образом аллохтонного происхождения, известковистые и кремнистые породы. Типы осадочных пород, петрографические, петро- и геохимические особенности вулканогенных образований комплекса достаточно детально рассмотрены в ряде опубликованных работ (Тихомиров, Тихомирова, 1961; Коптев-Дворников, Емельяненко, Петрова, 1961, 1963; Петрова, 1964; Мазарович, 1967; Мазарович, Малиновская и др., 1966; Михайлов, 1965). В пределах раннедевонской межгорной впадины вулканогенные породы комплекса на 95—100% представлены лавами андезито-базальтового и базальтового состава, которые слагают одну или две мощных (до 1500 м) толщи. Мощность серии достигает здесь 2500—4500 м. На относительно приподнятых блоках (блоки Кирейского, Теректинского, Арганатинского, Карсакпайского поднятий), по данным В. Г. Тихомирова и др. (1964). О. А. Мазаровича и др. (1966), мощность отложений комплекса сокращается до 600—900 м. Вулканиды представлены здесь туфами и агломератами липаритовых порфиров, андезито-базальтовыми порфиритами и местами (р. Белеуты) трахиандезитовыми и трахибазальтовыми порфиритами (Тихомиров, Тихомирова и др., 1964).

Массовые извержения в Каракенгир-Жаксыконской впадине происходили дважды — в начале среднего девона и, вероятно, в конце живетского — начале франского веков. С первыми проявлениями вулканизма связаны излияния лав оливиновых, оливин-пироксеновых и пироксеновых андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов. Затем, в Каракенгир-Жаксыконской впадине наступил длительный перерыв в вулканической деятельности. В это время произошло накопление мощной толщи разнообразных песчаников и гравелитов, кремнистых и известковистых алевролитов, прослоев известняков и туфов кислого состава. Пирокластические породы, залегающие в виде маломощных, но очень выдержанных на большие расстояния пластов, очевидно, отлагались из пепловых потоков, которые проникали во впадину из смежной с ней области липаритового вулканизма.

Во второй этап развития эффузивной деятельности образовалась серия покровов оливин-пироксеновых и пироксеновых андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов общей мощностью около 700 м. Наиболее мощные потоки лав отмечаются на правом берегу рек Жаман-Кон (зим. Кумколь) и Ацилы (зим. Жайнак-Карамола), где сформировалось более пяти мощных (до 250 м) покровов андезито-базальтовых порфиритов. Каждому крупному извержению здесь предшествовало накопление крупногалечных вулканомиктовых конгломератов, гальки которых представлены лиловыми и сиреневыми дацитовыми порфирами, фельзитами и очень редко порфиритами. Субвулканические образования встречаются обычно среди терригенных отложений нижнего девона и иногда в поле развития пород среднего — верхнего девона. Они слагают небольшие дайковые тела, силлообразные залежи и сравнительно редко округлые штоки. Дайки и силлы образованы в большинстве случаев пироксеновыми диабазами темно-серого цвета, штоки — диабазами и габбро-диабазами. Сравнительно редко в области распространения эффузивов основного состава присутствуют субвулканические тела липаритовых и дацитовых порфиров.

Базальтовый магматизм Каракенгир-Жаксыконской впадины проявился только в эффузивной форме. Чрезвычайно широкое развитие лав, площадный характер их распространения, почти полное отсутствие туфов свидетельствуют о спокойном трещинном типе излияний. Вулканические аппараты располагались, вероятно, на разломах глубокого заложения, ограничивавших впадину, а также расщеливших ее в поперечном направлении.

В Западно-Атасуйской впадине вулканические породы андезито-базального комплекса обнажаются на небольших изолированных участках в районе ур. Акшагат, западнее горы Бектау и южнее горы Тасжарган*. Вулканическая деятельность здесь проявилась в начале среднего девона после накопления мощной (до 2000 м) толщи сероцветных и пестроцветных отложений (см. гл. «Стратиграфия», кн. I и работы Филипповой, Щербаковой, 1961; Шужанова, 1966, 1967). Однообразный состав вулканогенных отложений и отсутствие пород более кислых, чем андезиты, свидетельствуют об извержениях слабо дифференцированного базальтового расплава. Состав пород изменялся в диапазоне оливиновый базальт — оливин-пироксеновый андезито-базальт — пироксеновый андезит. Наиболее кислые дифференциаты этого ряда извергались обычно в конечный период вулканизма Западно-Атасуйской впадины.

Вулканогенные породы андезито-базальтовых комплексов Каракенгир-Жаксыконской и Западно-Атасуйской впадин относятся к нормальной щелочноземельной ассоциации. Состав их меняется от базальтового невысокой основности до андезитового с содержанием кремнекислоты от 48 до 60%. В этой группе пород наиболее распространены являющиеся андезито-базальтовые порфириды с несколько повышенным содержанием полевошпатовой извести. Почти во всех породах натрий преобладает над калием, железо над магнием. Среди порфиритов Каракенгир-Жаксыконской впадины, по данным В. Г. Тихомирова и др. (1934), выделяются андезито-базальтовые лавы с повышенной калийностью (K_2O до 2,5—3%), что сближает их с трахиандезитовыми и трахибазальтовыми порфиритами Карсакапайского поднятия (р. Белуты).

Ранне-среднедевонский липаритовый комплекс

Комплекс развит в Улутауском и Кокчетавском антиклинориях, а также по западному и южному обрамлению последнего и в Степнякском синклинории. Он залегает несогласно на более древних образованиях и перекрывается также несогласно живецкими терригенными отложениями; его мощность 120—400 м. Сложен он почти всегда краснокаменными лавами, туфами и реже игнимбритами, состав которых меняется от дацитового до липаритового и трахилипаритового. Характерны породы с щелочным уклоном, обычно сосредоточенные в верхней части комплекса и в субвулканической фации. Извержения были наземными, главным образом из аппаратов центрального типа.

ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Каледонская вулканическая деятельность протекала в Чингиз-Тарбагатайской системе в пять этапов: ниже-среднеордовикский, верхнеордовикский, лландовери-венлокский, венлок-лудловский и ниж-

* В юго-западной части впадины (р. Каинмергенин — р. Карасу) на погружении Чу-Илийского поднятия в среднем девоне локально проявился кислый вулканизм, продукты которого принадлежат липаритовой формации.

не-среднедевонский. По интенсивности и хронологическим особенностям вулканизма эта система делится на две области, разграниченные меридиональными разрывами, которые считаются северным продолжением Центрально-Казахстанского разлома. Северо-Западная область, включающая Кендыктинский и Баянаульский (?) синклиналии, отличается мощнейшим подводным вулканизмом в нижнем и среднем ордовике (кендыкты-сарыбидакский комплекс) и лишь немногим менее мощным верхнеордовикским (баян-биикский комплекс). В нижне-среднедевонское время здесь проявился достаточно интенсивный наземный андезитовый вулканизм (Кайдаульская свита). В юго-восточной области (вся остальная часть Чингиз-Тарбагатайской системы) интенсивная вулканическая деятельность отмечается в верхнем ордовике (намасский комплекс) и в силуре (жумакский и доненжальский комплексы). В ордовикский вулканический этап (абаевский комплекс) он был не таким длительным и характеризовался меньшим объемом извергнутых масс на единицу площади по сравнению с северо-западной областью. Исключение составляет возможно лишь Аркальская зона, в которой мощность вулканитов абаевского комплекса по М. Б. Мычнику и В. И. Титову достигает 4000 м. Нижне-среднедевонский вулканизм был сравнительно слабым и выразился в образовании липаритового комплекса мощностью до 1400 м. Вулканогенные комплексы той и другой области Чингиз-Тарбагатайской системы по формационно-тектоническим особенностям составляют три группы: нижне-среднеордовикские отражают стадию погружения геосинклинальных прогибов, верхнеордовикские и силурийские — время замыкания их, а нижне-среднедевонские отвечают собственно орогенной стадии. Формирование комплексов первых двух групп разделено более или менее длительным промежутком времени, в течение которого накапливались морские осадочные, главным образом терригенные толщи.

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ранне-среднеордовикский андезито-базальтовый (кендыкты-сарыбидакский) комплекс

Породы этого комплекса широко развиты в Кендыктинском и Баянаульском прогибах. В строении комплекса выделяются три последовательно сменяющие друг друга толщи. В нижней толще мощностью 1,5 км преобладающим развитием пользуются агломератовые туфы андезито-базальтовых порфиритов с редкими маломощными прослоями лав. В средней толще андезито-базальтовые и андезитовые порфириты образуют шестисотметровую пачку серии потоков. Среди вулканитов, общая мощность которых достигает 2 км, осадочные прослои составляют не более 5% общего объема разреза. Верхняя толща комплекса представлена терригенными породами, среди которых прослои лав и пирокластолитов составляют не более 15% ее объема.

Для вулканитов комплекса характерно преобладание Na над K ($n > 70$), недосыщенность кремнеземом. Средние типы пород комплекса образуют вариационную кривую, которая уклоняется вправо от вариационной линии средних пород по Р. Дэли.

Магматические расплавы являются производными известково-щелочной магмы, что подтверждается почти постоянным значением сериального индекса Ритмана $\sigma = 2$ до 2,5.

Среднеордовикский андезитовый (абаевский) комплекс

Абаевский морской вулканогенный комплекс (абаевская свита лланвирна — лландейло) отличается от кендыкты-сарыбиданкского более кислым и более пестрым составом вулканитов. Мощность его колеблется от 1000 до 4000 м, из которых в различных зонах юго-восточной области Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы на долю эффузивов приходится от 70 до 95%. В зонах, подобно Абралинской, вулканиты представлены преимущественно туфами андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, количественно подчиненными им порфиритами того же состава и туффитами. В других, как, например, в Чунайской, наряду с андезитовыми порфиритами, слагающими до $\frac{2}{3}$ мощности комплекса, довольно широко развиты дацитовые порфиры и отмечаются дацито-липаритовые и липаритовые порфиры. Среди кислых вулканитов преобладают пирокластолиты, андезитовые же туфы редки. Какой либо закономерности в изменении состава эффузивов по разрезу не наблюдается. В Чунайском прогибе как будто бы намечается такая последовательность извержений: андезито-дациты — дацито-липариты — андезито-дациты — липарито-дациты — андезиты. Постоянным спутником эффузивов абаевского комплекса являются известняки и вулканотерригенные породы. Излияния лав были подводными, но обилие туфов в некоторых разрезах, быть может, связано с островными вулканами.

Позднеордовикские андезитовые комплексы

В юго-восточной области Чингиз-Тарбагатайской системы вулканическая деятельность в позднеордовикское время проявлялась не повсеместно и носила преимущественно эксплозивный характер. Намасский осадочно-вулканогенный комплекс (талдыбойская и намасская свиты верхнего карадока — ашгилия и их аналоги) состоит из двух частей. В большинстве зон нижняя часть его представлена морскими зеленоцветными или пестроцветными толщами с очень небольшим количеством эффузивов (до 20%), а верхняя либо нацело сложена вулканитами, либо последние чередуются с красноцветными, пестроцветными и зеленоцветными алевролитами, песчаниками и конгломератами, содержащими линзы известняков с морской фауной. Более интенсивный позднеордовикский вулканизм отмечается в Абралинском прогибе. Здесь нижняя часть комплекса содержит незначительное количество (от 2 до 20%) серовато-бурых агломератовых и мелкообломочных туфов андезитовых порфиритов, а верхняя представлена почти только вулканитами. В распределении вулканогенного материала комплекса отсутствует обычная последовательность в изменении состава пород от основных к кислым, и его разрезы лишены ритмичности чередования вулканитов основного и среднего состава. Наибольшим развитием пользуются лавы и туфы андезито-базальтового и андезитового состава, хотя в отдельных блоках базальтовые порфириты составляют половину разреза верхней части комплекса. Вулканиты кислого состава имеют резко подчиненное значение, распространены не повсеместно и встречаются лишь спорадически. Среди пород эффузивной фации преобладают пирокластолиты, образующие хаотические, часто лишенные слоистости нагромождения агломератовых туфов андезито-базальтового состава. Туфы на коротких расстояниях заменяются вулканотерригенными породами. Для пирокластолитов характерно присутствие гематита и в цементе, и в обломочном материале. Лавы основного состава слагают протяженные серии потоков, плагиоклазовых эв-

порфириров, среди которых обособляются потоки бурых флюидальных кластолав андезитового состава. Окраска лав красно-бурых, вишневых и серо-зеленых тонов. Субвулканическая фация представлена силлами диабазов и штокообразными телами габбро-диоритовых порфириров. Среди пород комплекса обособляется группа вулкано-терригенных пород, накапливающихся вдали от центров извержения. Образование этих пород шло в периоды ослабления вулканической деятельности и связано с размывом тефры вулканических построек. Накопление вулканических пород комплекса связано с пульсационно-прерывистой деятельностью вулканов центрального типа, образующих группы островов в мелководном эпиконтинентальном бассейне. Такой же характер вулканическая деятельность носила и в других зонах юго-восточной области Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы, где в остаточных позднегеосинклинальных прогибах накапливались терригенно-вулканогенные толщи с преобладанием среди вулканогенных пород пирокластолитов. В целом для верхов этого комплекса характерно замещение вулканогенных пород карбонатно-терригенными толщами. Верхнеордовикские эффузивные образования относятся к щелочноземельному ряду. Средние типы пород комплекса располагаются на диаграмме Заварицкого между вариационными кривыми Йелюстонского парка и Этны, подчеркивая отклонение пород к щелочному типу.

Позднеордовикские андезитовые комплексы

В позднеордовикское время в пределах северо-западной области Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы было две вспышки вулканизма, приведшие к образованию двух морских андезитовых комплексов. Более ранний, баянский осадочно-вулканогенный комплекс весьма изменчив по латерали. В одних блоках наблюдается частая перемежаемость пирокластолитов и лав андезитового состава с горизонтами осадочных пород; вулканиды, среди которых преобладают разнообразные по размерам обломков пирокластолиты, составляют около 75% общего объема комплекса. В других блоках вулканогенные образования представлены бурыми, реже зеленоватыми порфиритами и кластолавами андезитового и базальтового состава, их туфами, чаще грубообломочными; в третьих участках баянский комплекс сложен почти нацело эффузивами, среди которых доминируют андезитовые лавы, и встречаются потоки трахиандезитовых порфириров и альбитофириров при подчиненном количестве туфов. В целом в баянском комплексе значительно преобладают лавы и туфы андезитового состава, подчиненное значение имеют базальты, еще меньшую роль играют кислые вулканиды. Никакой закономерности в изменении состава вулканогенных пород по разрезу комплекса не отмечается. После формирования баянского комплекса во всей рассматриваемой области накапливались исключительно известково-терригенные отложения, составляющие толщу мощностью около 1000 м. В конце же ордовика возобновляется вулканическая деятельность, но не повсеместно. Образованный в этот вулканический этап бикинский эффузивный комплекс отмечается лишь в Баянаульском синклинии и Алкамергенском антиклинории, но, возможно, он был распространен более широко. Этот комплекс представлен грубо- и среднеобломочными туфами и лавами андезитовых порфириров; иногда доминируют туфы. Постоянными спутниками вулканидов являются известняки. Вулканизм носил смешанный эксплозивно-эруптивный характер. Извержения одних вулканов начались со взрывов, сменяющихся спокойными излияниями лав. Другие извергали только пирокластический материал, грубообломочный в начале каждого акта

и мелкообломочный в конце. Перерывы между отдельными извержениями не были длительными, а состав извергаемых вулканитов во времени мало менялся.

Силурийский андезито-базальтовый (жумакский) комплекс

Юго-восточная часть Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы отличается от других каледонских областей Центрального Казахстана проявлением силурийского вулканизма. Жумакский вулканогенный комплекс этого времени распространен здесь во всех синклиналиных зонах, а кое-где и в антиклинориях (центральная часть Чингизского антиклинория), особенно широко развит в Абралинском и Окпектинском синклиниях. Почти всюду в этом комплексе преобладают вулканогенные образования андезито-базальтового состава. Только в полосе сочленения Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и герцинского Зайсанского мегасинклинория значительная роль в его составе принадлежит осадочным породам, а в некоторых блоках они целиком вытесняют вулканиты. Такая же картина наблюдается и в зоне сочленения мегантиклинория с герцинидами Джунгаро-Балхашской системы.

Наиболее полный и лучше изученный разрез комплекса известен в Абралинском синклинории, где мощность его достигает 4000 м. Основная часть в строении комплекса принадлежит лавам и туфам базальтового, андезито-базальтового и реже андезитового состава; осадочные породы слагают не более 7—10% его мощности. В направлении к герцинидам Прибалхашья (на запад и юг) роль осадочных пород возрастает; в районе пос. Кайнар они слагают почти треть разреза, а на южном крыле Абралинского синклинория вулканогенные породы уже подчинены осадочным. В Абралинском синклинории как и в других структурах рассматриваемой области осадочные породы преимущественно терригенные; в нижней части комплекса они морские, а в верхней — пестроцветные прибрежно-морские и красноцветные континентальные, часто грубообломочные. Среди лав жумакского комплекса отмечаются оливиновые базальтовые порфириты, пироксеновые андезито-базальтовые порфириты и афириты, диабазовые порфириты, роговообманково-пироксеновые, амфиболовые и амфибол-плаггиоклазовые андезитовые порфириты и афириты. Они залегают в виде перемежающихся потоков и покровов мощностью 70—150, редко 200—250 м. Пирокластолиты в большинстве случаев представлены агломератными разностями, меньше распространены литокластические и литокристаллокластические средне- и крупнообломочные; по составу резко преобладают туфы андезитового и смешанного андезито-базальтового состава и чрезвычайно редки туфы среднекислого состава. Соотношение пирокластолитов и лав, примерно равное 1:4, указывает на значительное преобладание лавовых излияний над взрывной деятельностью. Вулканические аппараты имели линейное размещение, согласно с простираем прогибов. Остатки древнего вулкана центрального типа известны в окрестностях горы Жумак. Вулканические постройки типа стратовулканов, по-видимому, существовали также в районах гор Акдомбак, Коксенгир, пос. Кайнар, где мощность вулканитов достигает 3000—4000 м, наблюдается сочетание различных вулканических фаций и широко распространены крупнообломочные и агломератные туфы и туфобрекчии. По-видимому, одновременно с извержениями из вулканов центрального типа происходили и трещинные излияния. Непрерывно извергались лавы в общем очень близкого состава — базальтовые и андезито-базальтовые с незначительным окислением при отдельных пароксизмах до андезитового. Все они относятся к нормальной известково-щелочной ассоциации.

ОРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Ранне-среднедевонский андезитовый комплекс (кайдаульская свита)

Этот комплекс распространен в разломной зоне северо-западного направления, косо секущей Алкамергенский и Майкаин-Кызылтасский антиклинорий и Баянаульский синклинорий. При удалении в обе стороны от осевой части разломной зоны он выклинивается на коротком (10—12 км) расстоянии. Андезитовый комплекс залегает резко несогласно на различных нижнепалеозойских образованиях и перекрывается терригенными отложениями живетского яруса. Наиболее распространенными породами этого сравнительно просто построенного комплекса являются андезитовые порфириты, составляющие до 80% всего объема. В небольшом количестве присутствуют туфы андезитовых порфиритов, андезито-базальтовые порфириты, дацитовые и липаритовые порфиры и их туфы. Очень редко отмечаются терригенные породы, залегающие в верхней части разреза. Мощность комплекса до 1200 м. Вулканическая деятельность в рассматриваемой зоне началась в раннем девоне с извержений рыхлого вулканокластического материала, обломки которого представлены дацитовыми порфирами, андезито-дацитовыми порфиритами и фельзитами (Никитина, 1965). Затем начались излияния лав андезитового и андезито-базальтового состава, среди которых наиболее обычны плагиоклазовые, амфиболо-плагиоклазовые и пироксено-плагиоклазовые разности. Эффузии неоднократно прерывались выбросами вулканокластических продуктов среднего и кислого состава. Состав извергаемого материала со временем изменялся от андезитового и андезито-базальтового через дацитовый до дацито-липаритового, увеличивалась и щелочность пород. Этот ряд вулканистов, среди которых количественно преобладают андезитовые порфириты, по химизму принадлежит переходному типу ассоциаций между нормальным известково-щелочным и щелочным; в нем намечается две группы пород, отличающихся соотношением главных компонентов фемической части и содержанием полевошпатовой извести (Никитина, 1965). Повышенная щелочность натрового типа обусловлена интенсивной альбитизацией полевых шпатов и характерна для всех пород этого комплекса.

Ранне-среднедевонский липаритовый комплекс

В Чингизском антиклинорий он слагает изолированные, значительно удаленные друг от друга участки площадью 300—400 км² представляющие, по-видимому, остатки дислоцированных и размытых вулканических построек центрального типа (горы Достар, Дос, Машан, Чупай, район гор Ордата и др.). Преобладающими породами комплекса являются вулканисты липаритового и липарито-дацитового состава и только в нижней части разреза присутствуют андезито-дацитовые и андезитовые порфириты, составляющие не более 20% мощности. Главная роль среди пород комплекса принадлежит пирокластолитам, весьма разнообразным по величине обломков, строению и, по-видимому, генетическим особенностям. Широко развиты также субвулканические образования, представленные силлами, штоками, дайкообразными и кольцевыми телами фельзитов, кварцевых порфиров, гранит-порфиров. Лавы встречаются значительно реже. В петрохимическом отношении вулканисты комплекса относятся к нормальному известково-щелочному ряду. В более поздних по времени породах отмечается повышенная щелочность, вплоть до появления трахилипаритовых порфиров, а в субвулканической фации — щелочных гранит- и граносиенит-порфиров.

МАГМАТИЗМ ЗОНЫ КРАЕВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА**РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ****Позднеордовикские андезито-базальтовый и дацити-базальтовый комплексы**

В пределах зоны вулканического пояса верхнеордовикские вулканогенные образования известны в Карагандинском синклинории и Спасском антиклинории, Акбастауском антиклинории и Чубартау-Урджарском синклинории. В первых двух структурах базальтовые и андезито-базальтовые порфириты и их мелкообломочные туфы составляют весьма небольшую (до 15%) часть разреза морской вулканогенно-осадочной толщи. В Спасском антиклинории позднеордовикские оснoвные вулканы имеют значительно большую мощность.

В Чубартау-Урджарском синклинории и Акбастауском антиклинории мощность позднеордовикских вулканогенных пород колеблется в довольно широких пределах, а состав их гораздо разнообразнее; в одних блоках состав комплекса отвечает андезито-базальтовому, в других — дацити-базальтовому. Формирование верхнеордовикского вулканогенного комплекса происходило здесь в две стадии. В первую стадию образовалась вулканогенно-осадочная толща, в разрезе которой на крайнем юго-востоке и северо-западе (район Кувских гор) развиты кремнистые породы и вулканы, занимающие до 25% объема толщи, представленные в основном крупнообломочными и агломератовыми туфами, реже лавами андезито-базальтового состава. В средней части зоны в это время накапливалась ритмично-слоистая толща туфогенно-осадочных пород. Образование туфогенно-осадочной толщи происходило, по-видимому, в морском бассейне в условиях быстрого размыва возникших вулканических островов. Во вторую стадию была накоплена толща (мощностью более 1 км) базальтовых и андезито-базальтовых лав и туфов с незначительным количеством кислой пирокластики. Среди вулканитов выделяются собственно эффузивная, жерловая и субвулканическая фации. По северной периферии зоны среди пород эффузивной фации широко развиты агломератовые туфы. Здесь наблюдается резкое выклинивание с севера на юг потоков андезито-базальтовых порфиритов и замещение их по латерали агломератовыми туфами того же состава. В развитии вулканической деятельности наблюдается три пароксизма извержений, начинавшихся выбросами пирокластов и излияниями лав андезито-базальтового состава и заканчивавшихся каждый раз слабыми эксплозиями кислой пирокластики (Р. М. Антонюк).

В центральной части зоны, в отличие от северной, среди пород эффузивной фации преобладают лавы базальтовых, андезито-базальтовых порфиритов и афиритов, образующих серию многочисленных маломощных потоков (0,8 до 20 м). Излияния базальтовых порфиритов приходили в морском бассейне, глубина которого, судя по находкам органических остатков, составляла 8—10 м. В связи с этим интересно рассмотреть строение потоков, имеющих четко выраженное зональное строение. В теле потока мощностью 25 м выделяется 4 зоны (сверху вниз): 1) верхняя — корка потока — бурая брекчиевидная пузыристая лава с импрегнацией кремнистым материалом и гематитом; 2) пузыристые лавы со скоплениями вкрапленников плагиоклаза; 3) массивные лавы с вкрапленниками плагиоклаза и оливина; 4) миндалекаменные лавы подошвы потока. Содержание кремнекислоты меняется от 49,15 в центральной части потока до 50,45% в корковой части потока. Широко развиты кислые разности вулканитов, представленные преиму-

щественно туфами и экструзивными куполами, сохраняющими купольные брекчии. Наблюдаемые прижерловые фации представлены глыбовыми и агломератовыми туфами базальтовых афиритов (в междуречье Малкельды—Курбаканас). Породы жерловой фации выделяются на территории всей зоны. Среди жерловин основного состава встречаются небольшие тела эруптивных брекчий, а также согласные и секущие дайки диабазовых порфиритов, рассматриваемые Р. М. Антоном как подводющие каналы для трещинных излияний. Жерловины дацитового состава сложены брекчиями дацитовых порфиритов, формирующих внешнюю кайму тел, с миндалекаменными порфирами, развитыми в их центре. Отдельные тела лишены наружной брекчиевой оторочки.

По комплексу признаков в районе месторождения Акбастау А. Д. Каиповым выделен древний стратовулкан с поперечником свыше 10 км.

Вулканиты третьего этапа представлены грубообломочно-пирокластической фацией и редкими маломощными прослоями лав андезитобазальтового состава; для них характерна быстрая фациальная изменчивость по латерали со сменой пирокластолитов терригенно-карбонатными породами.

Для всей зоны в целом характерна пульсационно-прерывистая вулканическая деятельность, в результате которой спокойные излияния лав сменялись выбросами пирокластики, причем наличие значительного количества кремнистых алевролитов и яшм и зеленокаменное перерождение эффузивов в краевых частях зоны указывают на то, что формирование отложений верхнего ордовика протекало здесь в условиях глубокого морского бассейна. Присутствие в центральной части зоны мощных рифогенных известняков, пизолитовых туфов, потоков зонального строения свидетельствует о господстве в центральной части зоны мелководных условий. Извержения в этом бассейне были трещинного и центрального типа.

Раннесилурийский андезитовый комплекс

Этот комплекс развит в Западно-Балхашском синклинии. Здесь, по данным Б. М. Келлера, Н. Г. Марковой, И. А. Пупышева, С. Г. Токмачевой, андезито-базальтовые и андезитовые порфириты, их туфы, туфы и реже лавы дацитовые и липаритового состава встречаются на разных уровнях нижнесилурийской карбонатно-терригенной толщи. Вулканиты в общей сложности составляют едва ли 15—20% всей мощности вулканогенно-осадочной свиты, но в отдельных блоках их место значительно возрастает. Некоторые исследователи (Г. И. Бедров, Ю. Н. Ненашев, А. В. Авдеев и др.) указывают на присутствие лав спилитов и диабазов среди морских силурийских отложений Жаман-Сарысуйского антиклинория и Атасу-Успенского синклинии. Проявления вулканизма, по их мнению, приурочены к крупным дугообразным разрывам, обрамляющим Атасу-Моинтинский антиклинорий. Здесь отмечены трещинные и крупные центральные вулканы (А. В. Авдеев).

ОРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Зона сочленения каледонид и герцинид Центрального Казахстана отличается интенсивным проявлением девонского эффузивного и интрузивного магматизма и выделяется А. А. Богдановым как самостоятельная тектоно-магматическая структура (краевой вулканический

пояс), формирование которой обусловлено заложением и развитием Джунгаро-Балхашской миогеосинклинали. Вулканогенные образования девона зоны краевого вулканического пояса отличаются от вулканитов межгорных впадин каледонид более кислым составом. Здесь развиты главным образом андезитовые и липаритовые комплексы, которые парагенетически связаны с девонскими гранитоидами.

Раннедевонский андезитовый комплекс

Зоны краевого вулканического пояса выделяются на небольших разобщенных участках к северо-западу (район Темиртау, пос. Тракторный, Челюскин) и северо-востоку (пос. Пролетарский) от Караганды. Он налегает резко несогласно на образования докембрия, ордовика и нижнего силура (Богданов и др., 1960) и перекрывается согласно толщей вулканогенных пород кислого состава (Четверикова, 1966). Этот комплекс замещается в восточном направлении синхронным липаритовым комплексом, а в южном — морскими терригенными осадками Нурина синклиория. Андезитовый комплекс сложен: зеленовато-серыми и лилово-серыми андезитовыми и андезито-базальтовыми порфиритами, среди которых наиболее распространены роговообманковые, плагиоклазовые и пироксеновые (авгитовые) разновидности, литокластическими туфами среднего состава, разнозернистыми песчаниками и конгломератами. В отдельных случаях встречаются линзы известняков с органическими остатками, алевролиты и сланцы (Богданов и др., 1960; Видишев, 1962). Мощность комплекса 1000—2000 м.

Ниже-среднедевонский андезитовый комплекс (кайдаульская свита) развит на площади зоны краевого вулканического пояса очень неравномерно. Породы его встречаются сейчас на небольших изолированных участках Атасуйского, Конского синклиориев.

Андезитовый комплекс образован (Филиппова и др., 1960; Шужанов, 1967) роговообманковыми и пироксеновыми андезитовыми андезито-базальтовыми порфиритами (до 70—95%), литокластическими туфами среднего состава (5—30%), дацитовыми порфиритами и их туфами (0—25%), песчаниками, туфопесчаниками и конгломератами (гл. «Стратиграфия»). Вулканиты кислого состава и терригенные отложения обычно тяготеют к верхам разреза комплекса и встречаются спорадически на отдельных участках. Не отличаются выдержанностью по мощности и простираению и туфы порфиритов, представленные в основном агломератовыми и гравийными разновидностями. Наиболее крупные выходы этих пород обнажаются западнее горы Мунлу, в бассейне р. Ащилы и Сарысу, где их мощность достигает 300—400 м.

Судя по пространственному размещению субвулканических тел, грубообломочных туфов, оптимальным (до 1500—1600 м) мощностям лав, можно полагать, что извержения в Атасуйском районе, очевидно, локализовались в двух наиболее крупных зонах северо-западного направления. Первая из них располагалась между Шалгиинским и Муглинским разломами глубокого заложения и включала район гор Мунлу и Сасырлы. Вторая была приурочена к Атасуйскому, Кедейтаускому и нескольким мелким разломам северо-западного простираения в районе гор Каратобе, урочища Алкеадыр, горы Кунек и в верховьях р. Сюртысу. Это наиболее протяженная (до 150 км) зона имела, очевидно, сложное блоковое строение. Вулканические извержения на большей части территории начались с излияний лав андезито-базальтового состава. Наибольшее распространение лавы имеют в районе гор Мунлу, Каратобе и Сасырлы, где широко развиты пироксеновые андезито-базальтовые и амфиболовые андезитовые порфириты. В горах

Каратюбе и их окрестностях преобладают роговообманковые андезитовые порфириды очень часто с тонкой полосчатой текстурой. Эффузии лавового материала происходили, вероятно, из аппаратов щитового (М. Н. Филиппова и др.) и трещинного типа с покровным распределением жидких продуктов. На вулканических трещинах в период излияния лав местами (р. Коктас, западнее горы Мунду, р. Ащилы и др.), очевидно, возникли вулканические шлаковые конуса, вокруг которых накапливался грубый рыхлый материал среднего состава. В отдельных случаях эффузии лав прерывались очень мощными извержениями мелкого пепла, в результате которых на большой площади отлагались выдержанные покровы коричневатокрасных витрокластических туфов среднего состава (горы Каратюбе, Кылча). По мере развития вулканических процессов состав извергаемого материала существенно изменялся в сторону увеличения кислотности, и вместе с тем трещинные эффузии сменялись взрывами кислых вулканокластов из аппаратов центрального типа.

По петрохимическим особенностям большая часть пород андезитового комплекса Атасуйского района относится к нормальной известковощелочной ассоциации, образует непрерывный ряд от андезито-базальтов до дацитов. Для всех пород характерно несколько повышенное по сравнению с нормой содержание щелочей и феррических компонентов и несколько пониженное количество полевошпатовой извести. Натрий незначительно преобладает над калием, железо над магнием, содержания которых близки, но сумма окисного и закисного железа превышает количество магнезии. По всем этим особенностям породы рассматриваемого комплекса очень близки вулканитам андезитового комплекса Майкаинского района.

В целом андезитовым комплексам свойственно резкое преобладание лав над туфами (индекс взрывности 20—25), амфиболовых и плагиоклазовых порфиритов над остальными породами комплекса и небольшое количество вулканитов липарито-дацитового ряда, составляющих не более 10—30% всего объема изверженного материала.

Липаритовые комплексы

Одновременно, а на некоторых участках пояса после накопления андезитовых комплексов происходило образование липаритовой формации. Эта формация представлена тремя комплексами — средне-недевонским Баян-Аульским районом, средне-недевонско-франским Северо-Западного Прибалхашья и средне-недевонско-франским Сарысу-Тенизским и Атасуйским районами.

Липаритовый комплекс раннего — среднего девона

Данный комплекс распространен в южной половине Майкаин-Баянаульского района вокруг Семизбугинского, Баянаульского, Кызылтавского гранитных массивов (Баян-Аульский сегмент вулканического пояса). Главной особенностью строения этого комплекса является чрезвычайно широкое развитие кислых пирокластических пород, составляющих до 90% его объема. Липаритовый комплекс состоит из трех согласно залегающих толщ. Для нижней толщи характерна перемежаемость липаритовых и дацитовых туфов и маломощных прослоев терригенных осадков. К этой толще обычно приурочены андезито-дацитовые и андезитовые порфириды, образующие пласты и линзы мощностью до 40—80 м. Общая мощность эффузивов среднего состава в разрезах не превышает 200 м. Характерными особенностями средней

толщи являются: широкое площадное распространение и большая мощность (до 1000 м) пирокластических образований, довольно однообразный состав пород, представленных кислыми кристаллическизернистыми туфами, спекшимися туфами и игнимбритами, практически полное отсутствие лав, близость петрохимического и минералогического состава пирокластолитов с девонскими гранитоидами и тесная пространственная ассоциация с последними. Кристаллическизернистые туфы образуют пологие покровы площадью в несколько десятков км². Игнимбриты и спекшиеся туфы слагают пласты мощностью от 40 до 200 м, выдерживающиеся почти без изменения на 8—12 км (северное обрамление Кызылтавских гор, горы Камбобаадыр, пос. Джусалы). Кроме того, игнимбриты и спекшиеся туфы выполняют обширные кальдерообразные депрессии, установленные в районе гор Семиз-Бугу (Федоров, 1965), Кызылтавских (Н. В. Аксаментова) и др. Верхняя толща представляет собой частое чередование вулканогенных, преимущественно тонкообломочных пород и осадочных образований. Здесь широко развиты пизолитовые туфы, туффиты, туфопесчаники и вулканомиктовые песчаники, толщина отдельных слоев которых колеблется от первых метров до 5—10 см, а в наиболее тонкообломочных разностях до нескольких миллиметров.

Липаритовый комплекс раннего девона — франского яруса

К этому комплексу отнесены ниже-среднедевонская туфовая и среднедевонско-франская игнимбритовая толщи Северо-Западного Прибалхашья. Породы рассматриваемого комплекса слагают широтную полосу протяженностью более 120 км от Новалы-Кызыл-Эспинского антиклинория на востоке до Акдалинского поперечного (по Н. Г. Марковой) поднятий на западе. С севера эта полоса ограничивается Акбастауской зоной разломов, по которой она контактирует с древними образованиями Атасу-Моинтинского антиклинория. Вулканогенные отложения комплекса в Северо-Западном Прибалхашье несогласно перекрывают нижнепалеозойские и докембрийские толщи. С верхнесилурийскими (?) молассоидными отложениями они залегают в некоторых случаях без асимутального и углового несогласия. Комплекс представлен сочетанием разнообразных пирокластолитов, субвулканических образований и, в меньшей мере, эффузивов кислого и основного состава, а также пестроцветных пирокласто-осадочных и осадочных накопленй.

Отложения нижней части этого комплекса слагают две широтно вытянутые полосы, одна из которых прослеживается от гор Бале к ст. Киик и далее на запад в северные предгорья гор. Атар. Вторая полоса включает районы гор Архарлы, Каратобе, Аиртау, Шунак и Таятхан. Общая мощность пород туфовой толщи 1300 м². Туфовая толща образована главным образом кристалло-литокристалло-литокластическими туфами и игнимбритами. В незначительном количестве (5—10%) в ней присутствуют лавы кислого состава и осадочные породы (гл. «Стратиграфия»). Наиболее характерными породами толщи, имеющими чрезвычайно широкое распространение, являются темно-серые зернистые туфы, очень похожие по внешнему облику и типам отдельности (глыбовая, реже матрацевидная) на гранитоиды. Разрезы ее характеризуются относительной выдержанностью состава на значительной площади и слабой фациальной изменчивостью. Породы верхней части липаритового комплекса (игнимбритовая толща) слагают также две широтно ориентированные полосы. Северная расположена в зоне Акбастауских разломов и протягивается от гор Бале на востоке

до гор Каратобе на западе. Южная полоса охватывает окрестности ст. Моинты, горы Аксайбаимбет и северную часть гор Шунак. Игнимбритовая толща характеризуется пестрым составом, слоистым строением и ритмичностью, обусловленной частым чередованием различных пирокластических лавовых и осадочных пород. Главной особенностью ее является широкое развитие пород группы игнимбритов, представленных всем многообразием структурных разновидностей (Шужанов, 1967). Кроме игнимбритов в строении толщи участвуют зернистые псаммитовые гравелитовые, агломератовые и пизолитовые туфы кислого состава (гл. «Стратиграфия», кн. 1). Значительно меньше распространены песчаники, туфопесчаники, гравелиты и конгломераты, среди которых залегают иногда андезитово-базальтовые порфириты и их туфы. Осадочные породы и эффузивы основного состава встречаются обычно на разных стратиграфических уровнях, но наибольшее их количество свойственно верхам толщи.

Значительную роль в строении рассматриваемого комплекса играют субвулканические образования, представленные линзовидными, изометричными, подковообразными и кольцевидными телами липаритовых порфиров. Реже присутствуют дайки и силлы этих пород. Субвулканические тела обычно прорывают липаритовый комплекс и в отдельных случаях среднедевонские гранитоиды.

Липаритовый комплекс среднего девона — франского яруса

К настоящему времени накопилось достаточное количество данных, позволяющих объединить кислые вулканы альбитофировой свиты и туфотерригенной толщи в единый липаритовый комплекс.

Отложения липаритового комплекса среднего девона — франского яруса налегают на андезитовый комплекс с размывом и перерывом, очень часто фиксируемый базальными конгломератами. В отдельных случаях они резко несогласно перекрывают допалеозойские образования или терригенные толщи силура и нижнего девона. Представлены они главным образом пирокластолитами липаритового и в меньшей мере дацитового состава. В подчиненном количестве присутствуют кислые лавы и красноцветные терригенные отложения (гл. «Стратиграфия, кн. 1»). Нижняя часть комплекса (эффузивно-пирокластическая толща) образовалась в период наиболее интенсивных, преимущественно взрывчатых извержений, лишь изредка сопровождаемых излияниями лав. Она сложена продуктами взрывчатых липаритовой магмы: витрокристалло-литокристалло-литокластическими туфами и игнимбритами, образующими мощные (до 400—600 м) пачки, выдержанные по простиранию на большие расстояния. В нижней части этой толщи обычно присутствуют красноцветные туфогенные конгломераты, песчаники, алевролиты и иногда потоки лав липаритового и дацитового состава. Мощность ее 1000—1500 м. Верхняя туфо-терригенная толща залегают на нижней согласно и очень часто с постепенным переходом. Накопление ее происходило преимущественно в небольших депрессиях и в меньшей мере — на относительно приподнятых участках вблизи от вулканических аппаратов. Эти особенности условий седиментации обусловили существенные различия в характере строения толщи. В депрессиях отлагались полифациальные осадки, представленные разнообразными туфами, вулканомиктовыми конгломератами, гравелитами, аркозовыми песчаниками, туфопесчаниками и алевролитами. На гипсометрически повышенных участках отлагались главным образом пирокластические продукты и реже лавы кислого состава.

Субвулканические породы липаритовых комплексов распространены довольно широко, но крайне неравномерно, образуя в отдельных районах многочисленные серии крупных или более мелких субвулканических тел. Эти тела имеют в плане дайкообразную, линзовидную, округлую, кольцевую или подковообразную форму. Породы субвулканических тел представлены розовыми, сиреневыми, серовато-белыми и редко темно-серыми фельзитами, липаритовыми и липарито-дацитовыми порфирами со сферолитовой, пойкилитовой, фельзитовой и микрогранофировой структурами основной массы. Текстура этих пород самая разнообразная — флюидальная, массивная, шаровая (сферолоидная), комковатая и брекчиевидная. В зависимости от того, образованы ли тела одной или несколькими структурно-текстурными разновидностями пород, они подразделяются на тела простого и сложного (зонального) строения. Первые из них состоят из массивных липаритовых порфиров или фельзитов, а вторые представляют сочетание флюидальных и массивных пород с шаровой текстурой. Породы субвулканических тел (районы гор Сасырлы, Теректы, Обалы-Кумкудук, Семизбугу и др.) иногда характеризуются интенсивной гидротермальной переработкой, окварцеванием и осветлением порфиров вплоть до образования кварцитов, калишпатизацией, пиритизацией и т. д. Площадь развития пород липаритовых комплексов на современном эрозионном срезе составляет: в Северо-Западном Прибалхашье и районе Атасу около 3300 км², на Сарысу-Тенизском водоразделе — 4500 км², в Баянаульском массиве — 4000 км². Объем изверженного материала исчисляется в современных структурах при среднем значении мощностей в первом случае 6500 км³, во втором — 11 300 км³, в третьем около 10 000 км³. Объем всего изверженного материала при липаритовом вулканизме был несомненно намного больше.

Базальт-липаритовые комплексы

В конце раннего и особенно в течение позднего периода проявления липаритового вулканизма во многих районах Центрального Казахстана выразилось в излиянии андезито-базальтовых и базальтовых лав. Присутствие вулканитов основного состава в разрезах кислых пирокластических толщ со значительным количеством игнимбритов установлено на Сарысу-Тенизском водоразделе, Северо-Западном Прибалхашье, Баянаульском районе. Наиболее мощные и многоактные излияния базальтоидов были на площади двух первых районов.

В Северо-Западном Прибалхашье эффузии лав основного состава начинались обычно после временного прекращения липаритовых извержений и накопления осадочного материала. Общая мощность лавовых потоков на некоторых участках достигает 250—350 м, а объем всего изверженного материала базальтового происхождения составляет 200—250 км³. Устанавливается определенная закономерность в пространственном размещении базальтоидов — максимальное количество их приурочено к зонам сочленения вулканической области с антиклинальными поднятиями. Например, в зоне Акбастауских разломов (горы Бале, Каратобе, ст. Киик) базальтовые порфириты составляют до 30% мощности среднедевонско-франской толщи, причем немаловажное значение здесь имеют гравийные и агломератовые туфы. При удалении от этой зоны на юг до широты гор Шунак—Архарлы, т. е. на 25—30 км, исчезают литокластические туфы и сокращается до 0—3% количество лав основного состава. Подобный характер размещения базальтоидов в пространстве описан И. Б. Филипповой и М. Н. Щербаковой (1960) в районе гор Угузтау, а также отчетливо наблюдается севернее гор Сасырлы.

На Сарысу-Тенизском водоразделе одновременные извержения вулканитов основного и кислого состава происходили с начала среднего девона и до франского века. Проявления липаритового вулканизма были приурочены к поднятиям, базальтового — к межгорным впадинам, обрамляющим с северо-запада и запада приподнятые структуры. В переходной зоне между областями липаритового и базальтового вулканизма сформировалась контрастная по составу вулканических пород полифациальная и крайне изменчивая в пространстве толща, представленная сочетанием лав базальтового и андезито-базальтового состава с туфами и игнимбритами липаритового состава, вулканомиктовыми терригенными отложениями. Это базальто-липаритовая толща слагает несколько разобщенных выходов, образующих прерывистую полосу северо-восточного направления, которая прослеживается из района слияния рек Сары-Кенгир и Кара-Кенгир, гор Обалы-Кумкудук в верховьях рек Жаман-Кон, Ацилы, Саналы. Базальтоиды, постепенно сокращаясь в мощности, замещаются липаритами и их туфами по направлению на восток и юго-восток. Вулканиты кислого состава сменяются разновозрастными основными эффузивами и сероцветными терригенными отложениями при удалении от областей поднятий на запад и северо-запад.

Химический состав и петрохимические особенности пород разновозрастных липаритовых комплексов очень сходны. Большая часть этих пород относится к наиболее кислым представителям нормальных известково-щелочных ассоциаций, что отражено и на векторной диаграмме по А. Н. Заварицкому концентрацией соответствующих векторов в верхней части диаграммы в области липаритов и липарито-дацитов.

ГЕРЦИНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

ВУЛКАНИЗМ ОБЛАСТЕЙ КАЛЕДОНСКОЙ И РАННЕГЕРЦИНСКОЙ КОНСОЛИДАЦИИ

Живет-франский базальтово-терригенный комплекс (шайтандинская свита)

Данный комплекс развит на Баян-Аульском и Чингизском сегментах зоны краевого вулканического пояса. Он налегает в большинстве случаев с размывом, но без заметного азимутального несогласия на липаритовый комплекс, подчиняясь структурному плану последнего. Вулканогенные породы комплекса слагают небольшие по мощности (до 10—50 м) и протяженности потоки и линзы, силлы и дайки среди осадочных пород. Они представлены андезито-базальтовыми, базальтовыми, андезитовыми порфиритами и диабазами, наиболее крупные выходы которых известны в горах Шайтанды, в бассейне р. Эспе, восточнее и юго-восточнее горы Кызылтау, род. Жиландыбулак и др. Обычно вулканиты залегают в виде одиночных потоков или линз среди терригенных пород и в таких случаях можно наблюдать сохранившуюся шлаковую поверхность потока, увеличение количества и размеров миндалин и пустот в кровле и т. д. Иногда эти породы образуют серию потоков, непосредственно налегающих друг на друга и слагающих довольно мощные (до 300 м) пачки.

Позднедевонский базальтово-терригенный комплекс

Этот комплекс выделяется на Сарысутениз-Атасуйском и Прибалашском сегментах зоны вулканического пояса.

Базальтово-терригенный комплекс образован в основном терригенными вулканомиктовыми отложениями. В подчиненном количестве рас-

пространены эффузивы основного и среднего состава, а также диабазы и габбро-диабазы субвулканической фации (Шужанов, 1967). Литологические особенности пород и характер строения комплекса указывают на наземные условия осадконакопления. Эффузивы представлены переходными разностями от базальтовых до андезитовых порфиритов и в меньшей мере трахиандезито-базальтовыми и трахиандезитовыми порфиритами. Для них характерна пироксен-оливин-плаггиоклазовая ассоциация вкрапленников, повышенная щелочность трахитоидного типа и значительное содержание окислов железа. В некоторых районах распространения вулканитов (гора Кызымшек, к югу от горы Таскарган) развиты ортоклазовые порфиры. Излияния лав, судя по характеру залегания, отсутствию вулканокластов и отчетливой приуроченности к дизъюнктивным структурам, вероятно, связаны с деятельностью трещинных вулканов. Эти вулканы располагались в большинстве случаев вдоль разломов северо-западного простиранья.

Фамен-турнейский базальтово-кремнисто-карбонатный комплекс

В последнее десятилетие среди фаменских отложений в Атасуйском районе были выявлены вулканогенные образования основного состава. Они детально изучались К. А. Соколовой, А. А. Рожновым (1962) и Л. Г. Никитиной (1967). Отложения данного комплекса достоверно известны только в Жаильминской структуре, где они приурочены главным образом к северному борту ее (район Жайрема, Каражала). Они представлены здесь разнообразными хемогенными, органическими и в меньшей мере терригенными осадками, среди которых залегают лавы и туфы базальтового состава и железо-марганцевые и свинцово-цинковые руды. В районе Каражала (Соколова, 1958) вулканиты основного состава, представленные миндалекаменными спилитами, мелкообломочными и англомератовыми туфами, имеют мощность, по данным И. И. Бондаренко, не менее 20 м. В окрестностях пос. Жайрем (участок Северный Жайрем и месторождение Жайрем) вулканические породы — авгитовые долериты, оливиновые диабазы, базальтовые порфириты, литокластические, витрокластические туфы и туффиты — составляют более трети мощности разреза (Никитина, 1967). При удалении на юг от северного борта Жаильминской грабен-синклинали количество вулканитов резко сокращается (до нескольких см) и вместе с тем увеличивается содержание кремнистых известняков, силицитов, железистых яшм и других хемогенных отложений; появляются седиментные руды железа и марганца. Это послужило основанием предполагать Е. А. Соколовой, Г. Н. Щербе, А. А. Рожнову, что в зоне выклинивания вулканитов происходила максимальная разгрузка вулканических гидротермальных растворов, обогащенных кремнеземом и рудными компонентами. При дальнейшем удалении от участков локализации вулканических пород значительно сокращается и количество кремнистых пород хемогенного происхождения. Туфогенные породы в кремнисто-карбонатных осадках верхнего фамена выявлены М. М. Каюповой (1961) на месторождении Жумарт и Камыс. Она указывает на тесную связь туфов, силицитов и железо-марганцевых руд и считает, что туфы и гидротермы поступали из одного источника. Вулканогенные отложения — лавы андезито-базальтовых порфиритов и их туфы, залегающие среди кремнистых алевролитов нижнего фамена, описаны Е. И. Бузмаковым в долине р. Сюртысу (рудопоявления Тыматай). Здесь они образуют тонкие (до десятков см) прослои и линзы небольшой протяженности.

Среди фаменских и турнейских отложений выделяются тела оливиновых диабазов, альбитизированных габбро-диабазов и диабазов, образующих силлообразные залежи мощностью от 80 до 130 м, протяженностью более 900 м и дайки.

В Атасуйском районе в развитии вулканических процессов фамено-турнейского времени выделяется два этапа (Никитина, 1967). В первом происходили небольшие, но частые (до 5) выбросы крупнообломочных туфов основного состава, отлагавшихся в виде маломощных (до 3—4 м) пластов небольшой протяженности. Малый объем изверженного материала, локальность его распространения позволяют полагать, что эксплозии связаны с небольшими вулканическими аппаратами типа шлаковых конусов. Эти вулканы располагались на вулканической трещине, приуроченной к широтному разлому глубокого заложения в северном борту Жаильминской структуры. После прекращения извержения туфов наступил длительный перерыв в вулканической деятельности, отмеченный пачкой (130 м) известковистых и кремнистых осадков. Второй этап ознаменовался спокойными излияниями лав и выбросами туфов основного и щелочного состава. Эффузии базальтов следовали друг за другом без заметного перерыва, причем каждому излиянию предшествовали эксплозии грубообломочного материала.

Объем лавового материала намного превышал объем вулканокластического (индекс эксплозивности 14), что характерно не только для второго этапа, но и для всего фаменского вулканизма (эксплозивный индекс 32). Активная эруптивная деятельность фаменского времени закончилась внедрением даек и силлообразных субвулканических тел диабазов и габбро-диабазов, описанных Н. М. Митряевой, А. А. Рожновым, Г. Н. Щербой, И. И. Бондаренко и другими в районе месторождений Жайрем, Каражал, Бестобе, Ктай. Одно из таких тел на месторождении Жайрем возможно фиксирует местоположение фаменского вулкана, на что указывают также характер размещения вулканитов, максимальные мощности их и наиболее крупный размер обломков в туфах на этом участке.

Вулканогенные образования фамена представляют собой обычно нормальные щелочноземельные базальты и андезито-базальты с очень низким содержанием кремнекислоты и несколько повышенным количеством натрия. Присутствие трахитов среди фаменских отложений Жайрема указывает на дифференциацию базальтовой магмы в вулканическом очаге, приведшую к формированию серии пород от оливинных базальтовых порфиритов до трахитов. Однако в этой серии, как правило, отсутствуют переходные разности между ее крайними членами.

Активная эффузивная деятельность фамена сопровождалась непрерывными гидротермальными процессами, с которыми связано образование силицитов и других хемогенных пород, а также седиментных железо-марганцевых руд.

Триасовый (?) базальтовый комплекс

Долериты и базальты кайнотипного облика уже давно были установлены в трех местах Центрального Казахстана — в Марьевско-Стерлитамакской синклинии (Приишимье), Тениз-Коржункульской и Кайнаминской угленосных мульдах. Н. Г. Кассин, П. Г. Корейшо, А. Г. Гокоев считали их мезозойскими. Дайки, силлы, штоки оливинных базальтов отмечены М. А. Абдулкабировой во многих участках Кокчетавского антиклинория. В последние годы дайки условно мезозой-

ских долеритов, базальтов и андезито-базальтов выделены в Джунгаро-Балхашском мегасинклинии. Повсюду отмеченные магматические образования являются одними из самых молодых. Мезозойский возраст их устанавливается исходя из скудных радиологических данных, сопоставлений с базальтовыми вулканитами Тургайской синеклизы и общих геологических соображений.

В Марьевско-Стерлитамакском синклинии П. Г. Корейшо, С. Н. Тимошкова и другие описали два тела базальтов, в каждом из которых выделяется три покрова мощностью 7—12 м, разделенных поверхностями размыва и корой выветривания. П. Ф. Емельяненко и С. А. Несмеянов (1962) считают, что здесь имеют место не покровы, а силлы и штоки базальтов и долеритов. Базальты — темно-серые, почти черные породы со столбчатой или шаровой отдельностью и часто миндалекаменные. Они, как и долериты, состоят из лабрадора (№ 52—65), оливина, авгита и титан-авгита.

В Тениз-Коржункульской синклинали базальты и андезито-базальты лежат почти горизонтально на каменноугольных отложениях; обнаженная площадь их около 15 км², а мощность, по-видимому, не превышает 40 м. Базальты — порфиоровые, часто миндалекаменные породы. Фенокристы в них представлены лабрадором № 48—60, моноклинным пироксеном, близким к пижониту и более редким гиперстеном. Основная масса имеет пилотакситовую, гиалопилитовую или долеритовую структуры и состоит из лейст плагиоклаза, моноклинного пироксена и большего или меньшего количества свежего стекла. В Кайнаминской синклинали, по данным Г. Л. Кушева, кайнотипные базальты прослежены в виде полосы длиной свыше 40 км при ширине 5—10 км. Они образуют субвулканическую интрузию трещинного типа с апофизами, переходящими в пластовые залежи. Вмещающие песчаники и аргиллиты в контакте с базальтами осветлены, а уголь превращен в естественный кокс. Базальты состоят из лабрадора, буровато-рогового пироксена, рудного минерала и стекла.

Дайки кайнотипных базальтоидов в Джунгаро-Балхашской складчатой системе известны в урочище Уштоган, на левобережье р. Караменды, близ южного окончания Бахтинского гранитного массива и в кальдере древнего вулкана Огузтау. В урочище Уштоган андезито-базальты имеют абсолютный возраст 215 млн. лет (аргоновый метод, Н. И. Полевая) и прорывают породы архарлинской свиты. Дайковые андезито-базальты с левобережья р. Караменды, также прорывающие архарлинскую свиту, в порфиоровых выделениях содержат гиперстен, реже авгит и плагиоклаз двух генераций; основная масса их стекловатая с лейстами плагиоклаза, оливином, авгитом и небольшим количеством биотита и кварца.

Триасовый (?) липаритовый комплекс

Раннемезозойский липаритовый комплекс известен в Тениз-Коржункульской синклинали. Он почти целиком сложен туфолавами, весьма однородными по составу, мощностью около 100 м. В основании их встречается несколько горизонтов черных вулканических стекол с примесью туфового материала, переходящих в витрофирные туфолавы, мощность которых достигает 17 м. Липаритовые туфолавы — светло-серые породы со стекловатой, флюидалной, фельзитовой, основной массой. Они содержат фенокристы оплавленного кварца, плагиоклаза (№ 25—32), водяно-прозрачного аноклаза и коричневого биотита; очень редки вкрапленники опацизированной роговой обманки. Обломки липаритов в туфолавах составляют не менее 70% объема по-

роды, среди них встречаются и алевролиты карбона. Липаритовые туфолавы пространственно ассоциируют с раннемезозойскими базальтами, но несколько моложе их: жилы анортоклазовых гранит-порфиров, которые принадлежат либо субвулканическим образованиям, либо интрузивным аналогом липаритов, прорывают базальты. Раннемезозойский возраст липаритового комплекса подтверждается радиогеологическими данными: интрузивные аналоги их (массив Малый Койтас и др.) имеют абсолютный возраст 250—255 млн. лет (О. Д. Иванов, Г. Ф. Ляпичев).

Нижнетриасовый липаритовый комплекс. Липаритовые вулканы, выделяемые под названием «семейтауская свита», известны также в юго-западной части Прииртышской впадины. Нижнетриасовый возраст их принят на основании того, что эффузивы несогласно залегают на отложениях нижнего карбона (коконьская свита) и перекрываются конгломератами торесорской свиты верхнего триаса. Кроме этого, они по своим петрографическим особенностям хорошо сопоставляются с нижнетриасовыми эффузивными образованиями в горах Семейтау (южнее описываемого района), нижнетриасовый возраст которых доказан флорой.

Нижнетриасовый липаритовый вулканический комплекс сложен довольно разнообразными по составу кислыми эффузивными породами. Здесь выделены следующие разности: липаритовые порфиры (45%), игнимбриты трахилипаритовых порфиров (40%), фельзитовые порфиры (5%), игнимбриты липаритовых порфиров (3%), туфоагломераты (2%), сферолитовые фельзит-порфиры (2%), туфы липаритовых порфиров (1%), трахитовые порфиры (1%), трахиандезитовые порфириты и их туфы (1%). Как видно, количество лав и туфов в комплексе примерно равно 53 и 47%. Нижняя часть комплекса сложена преимущественно лавами, в верхней преобладают туфогенные разности. Общая кольцевая структура массива эффузивных пород и внутреннее его строение позволяют считать, что образование его связано с извержениями центрального типа с высоким эксплозивным индексом в конечный этап формирования.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В Джунгаро-Балхашской системе раннегеосинклинальные герцинские вулканогенные образования известны лишь в Северо-Балхашском антиклинории, где выделяется липарито-дацитовый комплекс верхнего ордовика. Остальная часть ее характеризуется широчайшим развитием мощных толщ позднегеосинклинальных (орогенных) вулкаников, формирование которых охватывает огромный промежуток времени от живетского века до начала мезозоя.

РАННЕГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Позднеордовикский липарито-дацитовый (жаманшурукский) комплекс

Этот комплекс известен ныне только в Казыкской ветви Северо-Балхашского антиклинория. Он представляет собой морскую вулканогенно-терригенную толщу со значительной частью карбонатных и грибообломочных пород. Образование вулканического комплекса проходило в две стадии. В начальную стадию была образована осадочная толща брекчий, конгломератов, гравелитов и песчаников мощностью 300 м. Вулканы здесь составляют всего около 10% мощности разреза и представлены туфами дацитовых порфиров. Во вторую стадию после некоторого времени вулканического покоя, в течение которого на-

копилась терригенная толща (270 м), была образована осадочно-пирокластическая толща (1070 м). Вулканиды составляют здесь около 82% мощности толщи и представлены в основном пирокластолитами, среди которых туфов дацитовых порфиров 16%, дацито-липаритовых и липаритовых порфиров 51%, туфов андезитовых и диабазовых порфиритов 15%. Как видно, в комплексе резко преобладают вулканиды липаритового и дацитового состава.

ДЕВОНСКИЕ ОРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Девонские орогенные вулканиды известны лишь в северо-западной части Джунгаро-Балхашской системы. В Акжал-Аксоранском и широтной ветви Атасу-Успенского синклинория они слагают дугообразную полосу протяженностью до 400 км и шириной до 30—40 км («ранне-герцинский вулканический пояс» по Шужанову, 1967, 1968), но отмечаются также и в наложенных орогенных мульдах Жаман-Сарысуйского антиклинория. Среди девонских вулканогенных образований выделяется три комплекса: живетско-франский андезитовый, франский липаритовый и верхнефранский базальтовый.

Андезитовый комплекс живетского — франского ярусов

Комплекс развит только в Акжал-Аксоранском и на западном окончании Успенского синклинория, где он несогласно перекрывает силурийские морские терригенные или среднедевонские континентальные молассовые отложения (район ст. Басага, горы Ортау, Тастау и оз. Коктенколь). На северо-востоке от пос. Успенский до Каркаралинска андезитовый комплекс выпадает из разреза и вулканиды кислого состава вышележащего липаритового комплекса налегают несогласно через базальные конгломераты на морские отложения силура — среднего девона.

Андезитовый комплекс по составу, строению и условиям формирования очень близок ранне-среднедевонскому комплексу средних и среднеосновных пород Атасуевского и Майкаинского районов, несмотря на то, что он имеет более молодой возраст. В этом комплексе также очень широко развиты роговообманковые и пироксеновые лавы андезитового и андезито-базальтового состава, образующие мощную (до 1500 м) довольно однородную толщу, в которой присутствуют отдельные прослои туфов, терригенные сероцветные (Ортау, Тастау) или красноцветные (оз. Коктенколь) отложения с растительными остатками. Образование андезитового комплекса началось с накопления пачки туфов и лав дацитовых порфиров мощностью до 400—500 м. После небольшого перерыва в вулканической деятельности, фиксируемого пачкой песчаников, произошли массовые излияния андезитовых и андезито-базальтовых порфиритов. Вулканические аппараты, связанные вероятно с Акжал-Аксоранским и Успенским разломами, располагались, судя по максимальным мощностям вулканидов среднего состава, в районе гор Ортау и оз. Коктенколь. Отдельные вулканические постройки, поставившие на поверхность лавы андезитового состава, существовали за пределами внутренней зоны ранних герцинид, как, например, в районе гор Актау (Самбайская мульда) и Кужал.

Продуктам андезитового вулканизма описываемой зоны свойственно несколько повышенное содержание фермических компонентов и щелочей, причем натрия и калия находятся примерно в равных количествах с весьма незначительным преобладанием последнего. Такие же

соотношения присущи железу и магнию, содержания которых близки между собой. Характерно также несколько пониженное содержание полевошпатовой извести по сравнению с породами нормального ряда.

Липаритовый комплекс франского яруса

Комплекс распространен на всей площади рассматриваемой зоны; он также слагает Жаман-Сарысуйский антиклинорий.

Липаритовый комплекс франского яруса состоит из эффузивно-пирокластических и субвулканических образований кислого состава и небольшого количества терригенных отложений. В нем выделяются две толщи вулканогенных пород, разделенные между собой красноцветными осадочными накоплениями.

Нижняя толща образована очень однообразными витрокристалло-кластическими туфами с порфирокластами кварца, полевых шпатов и биотита. В верхней толще кроме таких же туфов присутствуют гравийные литотуфы и игнимбриты. Последние слагают довольно мощные (от 20—40 до 250 м) пласты, которые прослеживаются по простиранию на 10—15 км.

В Успенском и Акжал-Аксоранском синклиниях франский липаритовый комплекс имеет максимальные мощности (до 1500 м) и состоит преимущественно из пирокластолитов, среди которых немаловажную роль играют породы группы игнимбритов. По мере удаления от них мощности пирокластолитов резко сокращаются и вместе с тем уменьшается количество терригенных отложений.

Примерно такое же соотношение между вулканокластическими и терригенными отложениями наблюдается и к востоку от Кайрактинской мульды. В отличие от Ортауского района здесь осадочные породы представлены континентальными красноцветными разнозернистыми песчаниками, а пирокластолиты красноцветных тонов включают несколько горизонтов игнимбритов. Суммарная мощность отложений составляет 1200 м, причем на долю пирокластолитов приходится 700 м.

В окрестностях оз. Коктенколь мощность вулканокластолитов, представленных типичными для комплекса литокристалло- и витрокристаллотуфами с подчиненным количеством игнимбритов, увеличивается до 1200 м. Однако по направлению на восток к пос. Успенка она заметно уменьшается и вместе с тем происходит частичное замещение пирокластолитов лавовыми образованиями и грубообломочными туфами дацитового или липарито-дацитового состава.

Значительное сокращение мощностей также наблюдается и при удалении на север и юг от гор Жаксы-Тагалы, где мощность отложений достигает максимальной величины (до 1500 м). В районе Кайрактинской мульды она уменьшается почти вдвое.

Вулканические аппараты, действовавшие в период образования липаритового комплекса, очевидно, представляли собой в большинстве случаев вытянутые трещины, расположенные главным образом в зоне Успенских и Акжал-Аксоранских разломов. На некоторых участках этих зон, вероятно, функционировали вулканы центрального типа, как, например, в районе гор Бала-Косе и Коскол (А. В. Авдеев).

Для всех пород, возникших при липаритовом вулканизме, характерно пониженное, по сравнению с нормой, содержание полевошпатовой извести и превышающее норму суммарное количество окисного и закисного железа. Общее содержание целочей соответствует обычным породам такого типа, но во всех анализированных пробах калий преобладает над натрием (среднее отношение $K_2O : Na_2O = 1,8$).

Позднефранский базальтово-терригенный комплекс

В размещении верхнедевонских и турнейских отложений наблюдается определенная закономерность, выраженная в том, что в одних частях внутренней зоны герцинид развиты породы верхнефранского и фамен-турнейского комплексов, связанных постепенным переходом и единством структурного плана; в других присутствуют только морские накопления фамена и турне, налегающие несогласно на кислые вулканиты. Излияния основных и средне-основных лав происходили только на относительно опущенных участках Акжал-Аксоранского синклинория и местами на Жаман-Сарысуйском антиклинорном поднятии (район пос. Кайракты, гор Шетшоки). Вулканические аппараты, очевидно, трещинного типа локализовались в прибортовых частях верхнедевонско-нижнекаменноугольных грабеновых впадин. Продукты вулканических извержений: базальтовые, андезито-базальтовые и реже андезитовые порфириды, иногда с повышенной калийностью, принадлежат только верхнему франу.

ДЕВОНО-НИЖНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЕ И РАННЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ОРОГЕННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Фаменско-верхневизейский андезитоплагиолипаритовый комплекс

Этот комплекс распространен локально, будучи приуроченным главным образом к зонам приразломных прогибов между Северо-Балхашским антиклинорием и примыкающими к нему с запада и севера впадинами (Котырасан-Калмакэмельская зона), а также между Токрауской впадиной и Новалы-Кызылэспинским антиклинорием (Тарангулукская зона, по О. М. Гаек). По составу вулканических образований и наличию внутрiformационных стратиграфических перерывов выделяются: субформация липарит-дацитовая фаменского яруса, андезит-дацитовая субформация турнейского яруса и дацит-липаритовая раннего визе.

Вулканиты андезит-дацитовой субформации турнейского возраста распространены главным образом вдоль меридиональных Тарангулукской и Котырасанской зон, ограничивающих Токраускую впадину соответственно с запада и востока. Во внутренней части Токрауской впадины синхронные образования представлены карбонатными, терригенными и пелито-кремнистыми осадками. В пределах Тарангулукской и Котырасанской зон, по наблюдениям О. М. Гаек, андезит-дацитовая субформация представлена мощной (до 2—2,6 км) толщиной терригенных отложений, переслаивающихся в низах разреза с лавами и туфами андезитового состава, а в верхах — с дацито-липаритовыми и реже липаритовыми туфами. Местами в основании фиксируется мощная пачка базальных конгломератов. Характерно одновременное нахождение в разрезе спекшихся туфов и терригенных осадков, содержащих морскую фауну; а также зеленокаменное и красноцветное изменение вулканистов. Субвулканические тела сложены преимущественно липаритовыми порфирами, реже андезитовыми порфиритами. По основности турнейские вулканиты варьируют от андезито-базальтов до липаритов, по содержанию щелочных алюмосиликатов — от слабо щелочных до нормальных. Характерно довольно высокое содержание кальция в плагиоклазах, натрий резко преобладает над калием ($n=61-90$)*. В целом породы относятся к известково-щелочному типу.

* Данные О. М. Гаек.

Область развития ранневизейской дацит-липаритовой субформации ограничивается Тарангулукской зоной на западе Токрауской впадины (Акмая). В основании субформации устанавливается несогласие с подстилающими породами, разрез ее представлен чередованием невыдержанных по простиранию покровов лав и туфов дацито-липаритового состава, замещающихся терригенными отложениями при общей мощности, достигающей 1600 м. Пространственная совмещенность турнейских и ранневизейских вулканитов может быть результатом общности магматических очагов и даже вулканических аппаратов. Отличие состава вторых от первых заключается в уменьшении содержания извести, увеличении кислотности и щелочности; натрий по-прежнему преобладает над калием. Эффузивы обеих субформаций, несомненно, составляют единый сериальный ряд.

Поздневизейско-намюрские андезито-базальтовый и дацито-липаритовый комплексы

Вулканические породы, объединяемые в каркаралинскую свиту, образуют два синхронных комплекса — андезито-базальтовый и липарито-дацитовый. Первый характерен главным образом для шовных прогибов Калмакэмельской зоны, возникших на границе Токрау-Баканасской и Северо-Балхашской структурно-формационных зон еще в фаменское время. Токрау-Баканасская же зона, бывшая в рассматриваемое время геантиклинальным поднятием, отличалась широким развитием липарито-дацитового вулканизма, хотя и здесь локально проявился андезито-базальтовый вулканизм, связанный опять же с глубокими расколами (рис. 1).

В Калмакэмельском шовном прогибе андезито-базальтовый вулканизм продолжался на протяжении всего поздневизейского и намюрского времени (см. рис. 1). В Токрау-Баканасской зоне андезитовый вулканизм проявился только в начале этого этапа, уступив затем место кислому вулканизму; здесь известны обширные поля андезитовых покровов (районы к юг-юго-востоку от горы Кызыл-Рай, Кентских и Конур-Темиршинских гор). Несмотря на некоторые отличия структурных позиций андезито-базальтового вулканизма Калмакэмельской и Токрау-Баканасской зон, петрохимический состав продуктов извержений и их тип чрезвычайно близки. Извержения, преимущественно эксплозивные, происходили из вулканов центрального типа, располагавшихся цепочками вдоль разломов. В Калмакэмельском прогибе остатки вулкана центрального типа обнаружены к югу от горы Калмакэмель, где на площади нескольких квадратных километров сохранились жерловины, заполненные туфо- и лаваогаулером андезитового состава, а также ассоциирующие с ними секущие субвулканические тела и силы андезитовых порфиритов и диабазов. К востоку от вулканических центров располагалась крупная впадина, заполнявшаяся грубым пирокластическим материалом (горы Сымбыл). Вдоль Калмакэмельской широтной шовной зоны и по сопряженным с ней разломам северо-западного и северо-восточного простирания встречается много изометричных и дайкообразных рвущих тел пироксеновых андезитовых порфиритов, которые возможно принадлежат жерловым или субвулканическим образованиям.

Наиболее распространены среди пород андезито-базальтового комплекса литокристаллокластические и литокластические андезитовые туфы. Встречаются также литокристаллокластические туфы со спекшимся измененным базисом, которые тесно связаны с игнимбритами андезитового состава. Последние — плотные породы темно-серого, зе-

леновато-серого цвета с мелкими ориентированными порфиороккластами плагиоклаза и пироксена, погруженными в криптокластический хлоритизированный базис с псевдофлюидальной текстурой. Менее развиты андезитовые порфиры; вкрапленники в них представлены андезином и нацело замещенным вторичными минералами пироксеном; основная масса их имеет чаще всего гиалопилитовую структуру. Диабазовые и базальтовые порфиры, образующие главную массу субвулканических тел в Калмакэмельской зоне — порфировой структуры с микродиабаз-

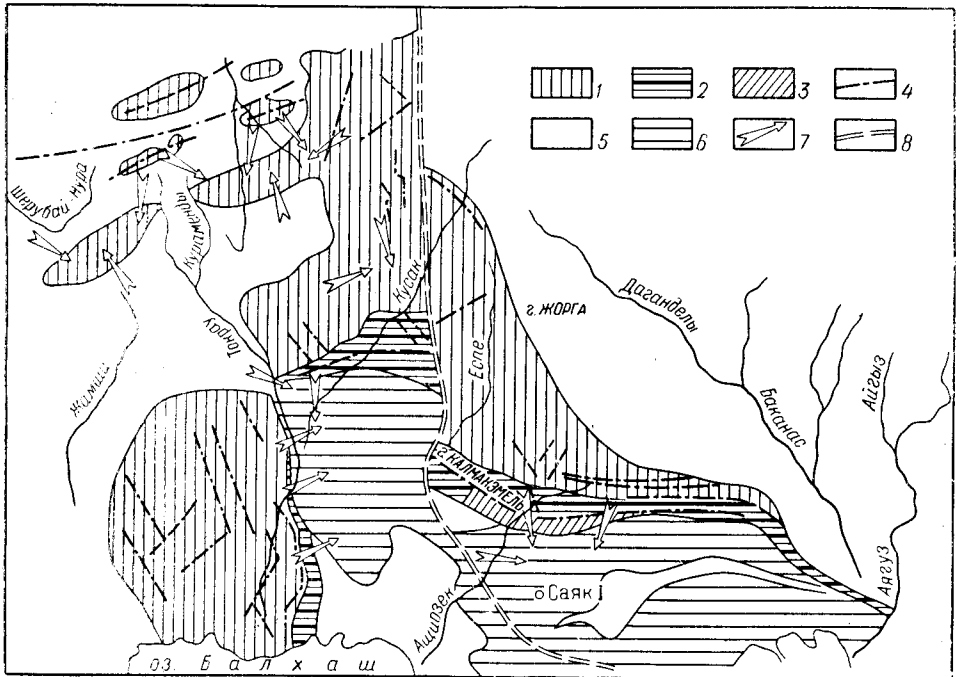


Рис. 1. Палеовулканическая схема Северного Прибалхашья в визо-намюрское (каркаралинское) время

1 — Токрауско-Каркаралинская область активного вулканизма на саурском складчатом основании; 2 — шовные прогибы; 3 — тастыйская зона; 4 — магмаподводящие разломы; 5 — невулканическая суша; 6 — морской бассейн; 7 — направление сноса вулканического и терригенного материала; 8 — Центрально-Казахстанский сдвиг

зовой, апоинтерсертальной и долеритовой основной массой; вкрапленники в них, составляющие 25—40% объема породы, относятся к измененному плагиоклазу, моноклинному и редко ромбическому пироксену.

Породы андезито-базальтового комплекса значительно рязнятся по содержанию щелочей.

Липаритовый вулканизм, получивший широкое развитие во второй половине верхневизейско-намюрского времени, проявился в извержении больших масс разнообразных пирокластов, в том числе и игнибритов. К востоку от Кентского гранитного плутона мощные покровы полого лежащих вулканитов каркаралинской свиты слагают горы Аркарлы и Огузтау. Такой же характер имеют вулканические накопления в южной части Токрауской впадины. Изменения фаций вулканогенных пород, мощностей их по латерали позволяют очерчивать местные ареалы вулканических накоплений, группирующихся вокруг отдельных центров извержений. Обнаружены остатки подводных каналов, имеющих обычно сложное зональное строение, указывающее на

полигенный тип вулканического сооружения. В Баканасской части вулканической области извержения кислых вулканических продуктов были слабее, чем в Токрауской. Здесь не возникали обширные вулканические массивы-нагорья, а обычно существовали изолированные вулканы и их скопления. Остатки одного из вулканов центрального типа выявлены к северо-востоку от гор Караирек; жерловина его (100×300 м) заполнена агломератовым туфом липаритового состава. Остатки конуса сложены чередующимися пластами агломератовых и литокристаллокластических туфов. Центры извержений кислых вулканических масс и субвулканические интрузии располагаются вдоль разломов северо-западного и северо-восточного направлений.

Лавы и пирокласты дацито-липаритового комплекса имеют стандартный состав. По химизму они близки к породам ассоциации типа Лассен-Пик, но отличаются иногда заметно большей щелочностью. Содержание полевошпатовой извести в кислых породах ниже такового соответствующих среднемировых типов. В целом этот комплекс в Токрауском синклинии более кислый, чем в Баканасском.

Среднекаменноугольный (калмакэмельский) андезито-дацитовый комплекс

После складчатости, имевшей место на границе средне- и позднекаменноугольного времени, в Токрау-Баканасской зоне вновь вспыхивает наземный вулканизм (рис. 2). Сформировавшийся в это время андезито-дацитовый комплекс весьма однообразен в пределах всей вулканической области. Он состоит преимущественно из кристаллокластических туфов андезито-дацитового и дацитового состава. Сравнительно редко встречаются лавы, обычно не выходящие за пределы вулканических конусов.

По северной границе Баканасской вулканической области на краевых разломах выявлено несколько крупных вулканов этого времени — Канжайляу, Жорга, Жаур (поперечниками 10—20 км) и ряд более мелких. Канжайляу представляет собой в плане почти круглый вулкан с центральным положением кратера, Жорга близок к трещинным вулканам, а Жаур имеет довольно четкое кольцевое строение. В центральной и южной частях вулканической области встречены остатки подводных каналов трещинного типа. Наиболее активные вулканические центры располагались по северному обрамлению Калмакэмельского шовного прогиба и особенно вблизи того района, где позже возникла Калмакэмельская синклиналь. Близ гранитного массива Кызылтас А. М. Жмыревым обнаружены остатки крупного подводного канала, по которому происходило извержение игнибритов трахилипаритового состава, образовавших самые верхние покровы калмакэмельской свиты. Жерловина ($0,8 \times 2$ км) имеет эллиптическую форму и вытянута субширотно; значительная часть ее уничтожена более молодыми вулканическими процессами. Жерловина заполнена флюидальной трахилипаритовой лавой, насыщенной развальцованными и вытянутыми реликтами газовых пузырей. Можно предполагать, что здесь происходило извержение пенолав — игниспумитов, заливавших в виде мало-мощных (6—15 м), но выдержанных покровов восточную часть Калмакэмельской впадины в конце накопления калмакэмельской свиты.

Иной тип вулканических извержений характерен для конца калмакэмельского времени в Тастыйской подзоне. Она пронизана огромным количеством (около 400) мелких жерловин и экструзии, то одиночных, то сливающихся в цепочку. Контуры жерловин в современном эрозионном срезе лапчатые, «амёбовидные», а площадь их колеблется

от нескольких квадратных метров до $0,1 \text{ км}^2$. Здесь А. М. Жмыревым и В. П. Ечкенко установлено четыре вспышки вулканической активности. К первой относятся немногочисленные жерловины, заполненные андезито-дацитовым агломератом и мелкообломочными туфами андезито-дацитового состава. Жерловины второго этапа, более многочисленные (150) и сложные, выполнены темно-серыми, зелеными, коричнево-серыми туфами липаритового состава с краевыми брекчиевыми оторочками из обломков стенок жерла. Жерловины третьего этапа

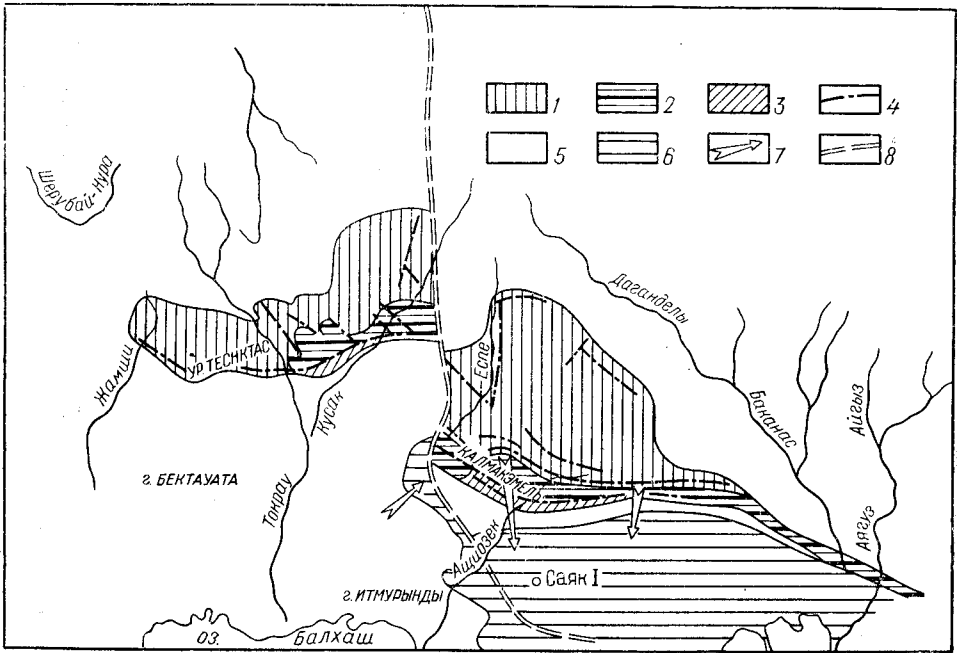


Рис. 2. Палеовулканическая схема Северного Прибалхашья в башкирском веке (калмакэмельское время)

1 — Токрауско-Каркаралинская область активного вулканизма; 2 — шовные прогибы (калмакэмельская зона); 3 — тастыйская подзона; 4 — разломы вулканической области; 5 — невулканическая суша; 6 — морской бассейн; 7 — направление сноса вулканического и терригенного материала; 8 — Центрально-Казакстанский сдвиг

столь же многочисленны. Сложены серыми и серо-зелеными кристалло-кластическими туфами липаритового состава с крупными кристалло-кластами кварца. К последнему этапу относятся мелкие жерловины, заполненные игнимбритами липаритового и дацитового составов. Отмеченные липарито-дацитовые, дацитовые и трахилипаритовые вулканические породы резко отличаются от андезито-дацитовых, составляющих главный объем калмакэмельского комплекса. По-видимому, те и другие являются продуктами разных промежуточных магматических очагов.

Главную массу вулканических пород рассматриваемого комплекса составляют туфы андезито-дацитового состава; резко уступают им в объеме андезитовые и андезито-дацитовые лавы, еще меньший объем принадлежит более кислым вулканическим породам. Андезито-дацитовые и андезитовые порфиры — массивные породы с бурой или серо-зеленой основной массой и многочисленными (до 45%) порфировыми выделениями белого призматического плагиоклаза, роговой обманки, пироксена и биотита, придающими породе пеструю («рябчиковую») расцветку. Среди них преобладает сильно сосюритизированный

андезин или андезин — лабрадор (№ 38—40); пироксен — зеленый апациитизированный авгит; буро-зеленая роговая обманка и весьма редкий биотит также опациитизированы и часто нацело изменены. Кварц-полевошпатовая основная масса (в редких случаях с пироксеном) имеет фельзитовую, микролитовую или микропойкилитовую структуру. Туфы андезито-дацитового состава представляют собой массивные кристаллокластические породы. Туфы дацитового состава, в отличие от первых, содержат меньшее количество обломков темноцветных минералов, больше кварца. Среди липаритовых и липарито-дацитовых туфов выделяются как кристаллокластические, так и литокристаллокластические разности, обычно лилово-бурые, серые или зеленовато-серые. Среди кластического материала преобладают кислый плагиоклаз (№ 7—8), ортоклаз, анортоклаз, микроклин; кварц почти не встречается. В литокристаллокластических разностях нередко расплющенные обрывки кислых лав, и породы приближаются к игнимбрикам. Игнимбрики липаритового и липарито-дацитового состава — лилово-бурые, сиреневые породы с мелкими кристаллокластами кислого плагиоклаза и опациитизированного биотита, фьямме присутствуют не всегда; обычно примесь ксенообломков. Базис пород представлен в различной степени спекшейся массой, как правило, с псевдофлюидальной структурой.

В верхней части калмакэмельского комплекса отмечаются игни-пумиты трахилипаритового состава. Внешне это плотные породы темно-лилового, лилово-бурого цвета с полосчатой флюидальностью, строго согласной с напластованием и немногочисленными вкрапленниками (кристаллокласты кислого плагиоклаза, очень редко биотита и кварца). Флюидальность обусловлена параллельным расположением многочисленных растянутых и расплющенных газовых полостей, заполненных агрегатов кварца и щелочного полевого шпата с центральным кварцевым выполнением; лавовая масса состоит из микрофельзитового или сферолитового агрегата кварца и щелочного полевого шпата, местами она стекловатая.

Фигуративные точки химического состава наиболее распространенных пород комплекса на диаграмме А. Н. Заварицкого лежат в андезито-дацито-липаритовом поле, между кривыми типов Пеле и Лассен-Пик до Йеллоустонского парка. В липарито-дацитовой области наблюдается резкое увеличение количества щелочей и содержание их почти достигает такового в породах ассоциаций типа Этны. Характерно, что дальнейшее возрастание содержания кремнекислоты (наиболее молодые и наиболее же кислые породы комплекса) сопровождается уменьшением количества щелочей, хотя оно и продолжает оставаться более высоким, чем в среднем типе риолита по Ноккольдсу. Несмотря на контрастно-пульсирующий характер поступления расплавов из очагов, в общем для калмакэмельского комплекса характерен гомодромный тип дифференциации.

Средне-позднекаменноугольный (керегетасский) липаритовый комплекс

В московском веке и начале позднекаменноугольного времени происходит сильное расширение области активного вулканизма по сравнению с предыдущим этапом (рис. 3). Более или менее такой же, как и прежде, осталась лишь южная граница, окаймленная зоной Калмакэмельского шовного прогиба. Состав вулканитов сформированного в это время керегетасского комплекса обычно не выходит за пределы ряда дацит-щелочной риолит, лишь кое-где (Сайкылинская, Жельтауская синклинали) известны андезито-дацитовые туфы.

Основные магмоподводящие разломы керегетасского времени имели субширотное направление, совпадающее с простираем Каркаралинско-Баканасского сектора вулканической области*. Субширотные (запад-северо-западные) магмоподводящие расколы проходили по северному краю Калмакэмельской зоны шовных прогибов. Калмакэмельскую и расположенную на ее северо-западном продолжении Сайкылинскую синклинали с севера окаймляла Шолканбенкская зона вулканов. В Шолканбенкской зоне сосредоточено несколько десятков вулка-

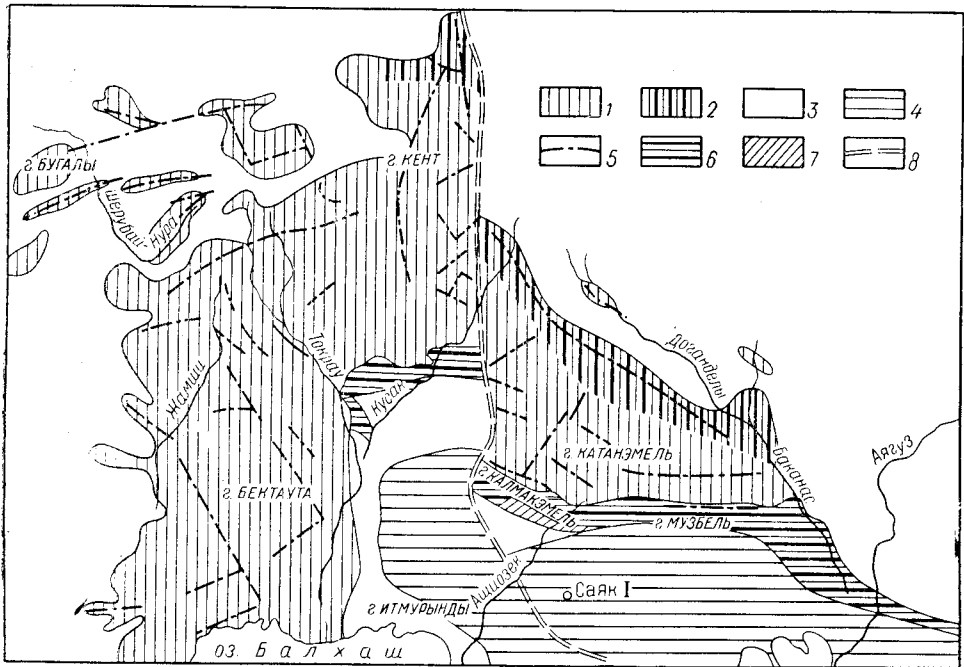


Рис. 3. Палеовулканическая схема Северного Прибалхашья в конце среднего — начале позднего карбона (керегетасское время)

1 — Токрауско-Каркаралинская область активного вулканизма; 2 — предчингизская зона андезитобазальтовых извержений; 3 — невулканическая суша; 4 — морской бассейн; 5 — разломы вулканической области; 6 — шовные прогибы (калмакэмельская зона); 7 — тастыйская зона; 8 — Центрально-Казахстанский сдвиг

нических жерловин и субвулканических интрузий, занимающих полосу шириной до 5—8 км. Известные в настоящее время жерловины являются остатками полигенных вулканов центрального типа, с извержениями которых связано накопление преимущественно игнимбригов, игниспумитов и реже туфов трахилипаритового, липаритового и трахидациитового состава, составивших главную массу вулканических образований керегетасской свиты. Жерловины этой зоны имеют столбообразную и воронкообразную форму с очень сложным прихотливым контуром поперечного сечения. Поперечник их колеблется от первых десятков метров до 1—1,5 км. Большие размеры характерны для более сложных полигенных аппаратов. С Шолканбенкской вулкано-тектонической зоной сопряжены север-северо-восточная Кызылтас-Караирекская зона, на которой располагаются Кызылтасская группа вулканов и крупный Караирекский вулканический массив. Последний представля-

* Здесь и всюду ниже имеется в виду та географическая ситуация, которая существовала до сдвига блоков по Центральному Казахстанскому разлому. (Прим. ред.).

ет собой место сосредоточения вулканических аппаратов, образующих по форме овал с длинной осью в 25 км, вытянутый в северо-восточном направлении. Наибольшее развитие получили расколы северо-восточного направления, служившие подводными каналами протяженных трещинных извержений туфов игнимбригов и игниспумитов. Помимо Кызылтас-Караирекской вулканической зоны север-северо-восточного простирания существовало еще несколько более мелких зон к востоку и северо-западу от Караирекского вулканического массива и к востоку от Калмакэмельской синклинали. Субширотные (север-северо-западные) пояса вулканов вдоль разломов широко развиты в восточных частях вулканической области, где они проявляются как цепочки вулканов, так и крупными трещинными игнимбриго-игниспумитовыми вулканами. Примером последних служит Южно-Ушкызылский вулкан, расположенный между горами Кызылтас и Котанэмель. Подводящий канал очень четкий, с прямолинейной трещиной северо-западного простирания длиной 10 и шириной 1 км.

Комплекс кислых вулканических пород керегетасской свиты образует сериальный ряд от андезито-дацитов до трахилипаритов по составу. Туфы андезито-дацитового и дацитового состава встречаются в Калмакэмельской шовной зоне и в Токраусской подзоне, они иногда совершенно идентичны туфам того же состава калмакэмельского комплекса. Характерен кристаллокластический тип туфов с обильными порфирокластами плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, биотита. Во многих случаях они наделены признаками так называемых «автомагматических брекчий», описанных Е. Б. Яковлевой. Туфы липаритового и липарито-дацитового состава весьма разнообразны — от агломератовых до тонких пепловых. Наиболее распространены кристаллокластические разновидности, иногда с переходом в литокристаллокластические. Как правило, это массивные лилово-красные и серо-зеленые породы. Количество кристаллокластов варьирует от 5 до 50%; среди них отмечаются альбит (№ 1—8), реже олигоклаз-альбит, анортоклаз, натровый ортоклаз; кварц нередко является господствующим среди интрателлурических кристаллов, а биотит довольно широко распространен лишь в липарито-дацитовых туфах. Связующая масса имеет большей частью пепловую структуру, причем стекло раскристаллизовано в сферолитовый кварц-полевошпатовый агрегат. Игнимбриты по большей части липаритовые, редко встречаются трахиандезитовые разновидности. Более распространены игнимбриты с исходным мелкозернистым пепловым базисом. Пепловые частицы в процессе спекания претерпели деформацию различной степени — от упорядочения их ориентировки с приобретением элементов псевдофлюидальных структур до образования гомогенного псевдофлюидального базиса, подвергшегося перекристаллизации в кварцево-полевошпатовый микрофельзит, иногда сферолитовый. Фьямме вытянуты по флюидальности, стекло их замещено кварцем и серицитом, чаще раскристаллизовано в сферолитовый или субмикролитовый кварц-полевошпатовый агрегат. Из игниспумитов трахилипаритового-трахидацитового состава встречаются как разновидности с характерной полосчатой псевдофлюидальной текстурой, так и содержащие значительное количество порфирокластов и ксенообломков вулканических пород; линзовидное сложение придает им сходство с лентиккулярными игнимбритами. Газовые пузыри, составляющие 30—60% объема породы, расплющены и сильно вытянуты по направлению течения. Размеры их непостоянны — от долей миллиметра до 1—2 см и больше. Заполнены газовые полости агрегатом кварца и полевого шпата с аксиолитовой структурой. Основная лавовая масса состоит из стекла, в разной степени девитрифицированного;

интрателлурические фенокристаллы (кислый плагиоклаз, биотит, реже кварц), как правило, оскольчатые, подвергшиеся дроблению в процессе извержения. Для кислых вулканических пород керегетасского комплекса характерно возрастание щелочности во времени, хотя оно не было плавным и нередко нарушалось.

Средне-позднекаменноугольный андезито-базальтовый комплекс

Синхронно с только что описанным липаритовым вулканизмом в приразломных зонах проявился андезито-базальтовый комплекс. Особенно интенсивным он был в Предчингизье вдоль глубинных расколов сдвигового типа, расположенных по границе каледонид Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и герцинид Северного Прибалхашья. Локальные центры извержений андезитов и базальтов возникали и внутри Токрау-Баканасской зоны (северо-западный борт Калмакэмельской синклинали). Предчингизская зона андезито-базальтового вулканизма относится к категории «сквозных» тектоно-магматических структур, периодически возобновлявших свою вулканическую активность с образованием одной и той же наземной вулканической формации. Она была активной до этого в живетское время, а впоследствии в ранней и поздней перми. В зонах смыкания описываемого комплекса и синхронного ему липаритового образуются контрастные по составу толщи. Андезитовые и андезито-базальтовые лавы в отличие от таковых каркаралинского и особенно калмакэмельского комплексов обладали высокой подвижностью. Потоки их, судя только по району Калмакэмельской синклинали, растекались на 10—15 км и более. Характерно образование низких лавовых плато, сложенных тонкими чередующимися покровами. Излияния, по-видимому, относятся к трещинному типу. Эксплозивные извержения основного состава не свойственны Предчингизской зоне; они в основном происходили в южных районах вулканической области.

Базальтовые порфириты этого комплекса серо-зеленые и темно-бурые олигофировые или афировые и часто миндалекаменные породы с диабазо-интерсертальной или переходной в пилотакситовую основной массой. Последняя состоит из тонких лейст лабрадора, погруженных в хлорит-кальцитовую массу с реликтами пироксена и оливина. Андезитовые порфириты по внешнему облику близки к базальтовым; вкрапленники в них представлены измененным плагиоклазом, моноклинным пироксеном, реже роговой обманкой; структура основной массы пилотакситовая, микролитовая; микролиты плагиоклаза, пироксена и роговой обманки погружены в хлоритизированный или ожелезненный стекловатый базис.

По химизму андезито-базальтовый комплекс отклоняется в щелочную область; на диаграмме А. Н. Заварицкого фигуративные точки состава андезитовых и базальтовых порфиритов расположены правее ассоциации пород Йеллоустонского парка.

ПОЗДНЕКАМЕННОУГОЛЬНЫЙ — РАНИЕПЕРМСКИЙ (КОЛДАРСКИЙ) ЛИПАРИТОВЫЙ КОМПЛЕКС

Область колдарского вулканизма намного превосходит керегетасскую (рис. 4). Происходит это вследствие расширения Баканасской подзоны далеко на восток от р. Баканас. Появляются крупные вулканы и в южных частях Токрауской подзоны. Небольшой район липаритового вулканизма возникает в Саякской зоне (Итмурундинский антиклинорий). В границах области керегетасского вулканизма колдарский

тальных частях Токрауско-Баканасской зоны. Как правило, наблюдается размещение вулканических центров на поднятиях и в редких случаях в депрессионных структурах (Огузтау).

Наиболее распространенными породами колдарского вулканического комплекса являются кристаллокластические туфы липаритового и липарито-дацитового состава, нередко спекшиеся, местами они переходят в типичные игнимбриты. Другим характерным типом пород являются грубообломочные туфы липаритового состава. Кристаллокластические туфы довольно однотипны в пределах западной части Баканасской подзоны и в Токрауской. Туфы состоят из многочисленных кристаллокластов кислого плагиоклаза, калишпата, кварца, иногда биотита. Связующая масса витрокластическая, обычно перекристаллизованная в микрофельзитовый кварц-полевошпатовый агрегат. Игнимбриты имеют тот же состав, отличаясь спеканием пепловых частиц базиса и появлением фьямме. Тесная пространственная связь неспекшихся кристаллотуфов со спекшимися и типичными игнимбритами свидетельствует о происхождении их из единых вулканических центров. Грубообломочные туфовые и агломератовые породы колдарской свиты, как правило, хотя и не везде, характеризуются довольно однообразным составом обломков, которые представляют собой взорванные лавовые пробки вулканов, образованные светлоокрашенными липаритовыми лавами. Устанавливается территориальная обособленность ареолов грубообломочных эксплозивных извержений и районов изверженных витрокристаллокластической пирокластики, хотя нередко и чередование накоплений тех или иных туфов в разрезах. Кристаллокластические туфы сосредоточены в южных частях Токрауской подзоны, на юго-западе Баканасской подзоны и в Калмакэмельской зоне. В северной части Токрауской и Баканасской подзон извергалась грубая пирокластика; местами толщи имеют смешанный состав.

Для колдарского вулканического периода, особенно к концу, характерны продолжительные спады вулканической активности, когда во впадинах шло накопление довольно мощных осадочных отложений.

По петрохимическим признакам породы колдарской свиты достаточно отчетливо обособляются от вулканитов как нижележащих, так и вышележащих свит. Характерной чертой являются сравнительно низкое содержание щелочей — значение «а» колеблется от 10 до 15 и рои фигуративных точек на плоскости ASB смещены влево относительно средних значений состава риодацита и риолита (по Нокколдсу). Достаточно отчетливо преобладание натрия над калием. Отличительным признаком вулканических пород колдарской свиты является пересыщенные их глиноземом.

РАНЕ-ПОЗДНЕПЕРМСКИЙ (КЫЗЫЛКИИНСКИЙ) ТРАХИЛИПАРИТ-ТРАХИАНДЕЗИТ-БАЗАЛЬТОВЫЙ КОМПЛЕКС

В состав этого комплекса входят вулканиты кызылкиинской свиты, а также искусственно обособленной ее верхней толщи, выделяемой в Аягузском районе под названием кармысской свиты.

Кызылкиинский вулканический комплекс (рис. 5) характеризуется большим разнообразием вулканических пород как в отношении химического состава, так и генетических типов. Диапазон петрохимического состава пород комплекса от базальтов до трахилипаритов. Отчетливо проявляется приуроченность извержений вулканических продуктов андезито-базальтового состава к зонам глубинных разломов, располагающихся преимущественно по северной границе Токрауско-Баканасской зоны. Меньшей протяженности, но глубоко проникающие

разломы с андезито-базальтовыми вулканами возникают и внутри Баканасской и Токрауской подзон. В местах сосредоточения центров извержений андезито-базальтовой и кислой магмы образовались контрастные по составу толщи вулканитов. Отсутствие взаимопереходов между вулканитами контрастных толщ свидетельствует о существовании независимых друг от друга очагов андезито-базальтовых и кислых расплавов, продукты извержения которых образуют контрастные парагенетические ассоциации. Очаги андезито-базальтовой магмы распо-

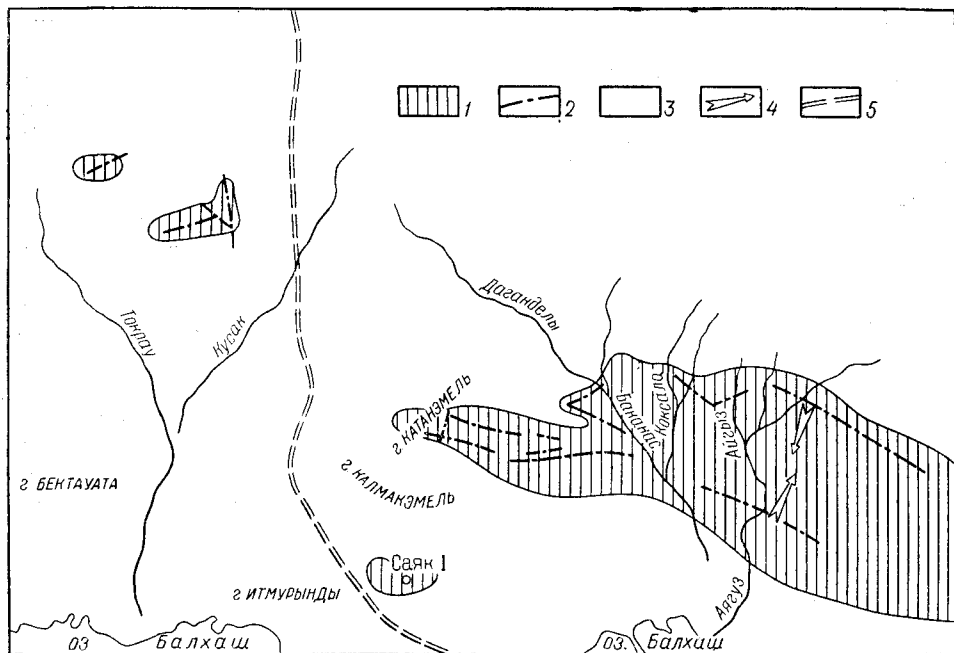


Рис. 5. Палеовулканическая схема Северного Прибайалья в конце ранней перми (кызылкиинское время)

1 — вулканическая область; 2 — разломы вулканической области; 3 — невулканическая суша; 4 — направление сноса вулканического и терригенного материала; 5 — Центрально-Казхастанский сдвиг

лагались в глубоких частях верхней мантии, активизируясь в периоды мощных тектонических движений.

Андезито-базальтовые порфириды в составе кызылкиинской свиты получили наибольшее развитие по северной окраине Баканасской подзоны в пределах Каиндинской зоны смятия. К юго-западу, во внутренней и южной частях Баканасской подзоны, андезито-базальтовый вулканизм проявлялся локально и в небольших масштабах. Такое же положение наблюдается и в большей внутренней части Токрауской подзоны, где господствуют вулканиты липаритового и дацитового ряда, а андезито-базальты местами полностью отсутствуют.

Время и масштабы андезито-базальтовых извержений не остаются постоянными в пределах Токрауско-Баканасской зоны. Наиболее распространен андезито-базальтовый вулканизм был в начале кызылкиинского времени (Предчингизье). Местами происходило многократное повторение извержений разного масштаба на протяжении всего периода накопления пород кызылкиинской свиты (горы Бужуртау, Кугунь и др.). В южной части Токрауской подзоны (горы Достар-Карекия, Майтас, Кызыладыр) андезито-базальтовый вулканизм характерен преимущественно для второй половины кызылкиинского времени. Андезито-базальтовые породы чередуются с самыми разнообразными по

химическому и агрегатному составу вулканитами трахидацит-липаритовой группы; отсутствуют непрерывные ряды дифференциатов от базальтов до липаритов. Среди пород андезито-базальтовой группы преобладают лавы. Эффузивные породы андезито-базальтовой группы представлены пироксеновыми, пироксено-плагиоклазовыми, афировыми и миндалекаменными андезито-базальтовыми и базальтовыми порфиридами. Пироксеновые и пироксен-плагиоклазовые андезито-базальтовые и базальтовые порфириды развиты преимущественно к востоку от р. Баканас по северной окраине вулканического пояса, а также в южной части Токрауской подзоны и в Саякском районе. Афировые и миндалекаменные породы сосредоточены в основном вдоль Каиндинской зоны смятия — на правобережье рр. Баканас и Дагандалы и в некоторых местах Токрауской подзоны (Кызыладыр, Каракия). Извержения андезито-базальтовых порфиритов проходили из вулканов центрального типа. Остатки вулканических аппаратов известны в горах Бужуртау (правобережье р. Баканас), в Караирекском вулканическом массиве, в долине Кентарлау и в центре Саякской синклинали. В последней (ур. Кунгисаяк) уцелели даже остатки конуса и кратера небольшого шлако-лавового вулкана. Во многих случаях положение центров извержений определяется локальным сосредоточением субвулканических тел андезито-базальтового, диабазового, трахиандезитового (горы Акшкоки, Бозтау, междуречье Коксала—Бурген и др.) рядов. Периодическое чередование пород с различным содержанием щелочей скорее всего связано с местными процессами дифференциации в магматических очагах.

Кислые производные магматических расплавов составляют обычно большую часть вулканических пород кызылкиинской свиты, а нередко слагают ее полностью.

Для кызылкиинского вулканического периода характерно широкое развитие игнимбритовых извержений, изливание пенолав (игниспумитов), а также мощные эксплозивные извержения пирокластического материала от сравнительно мелкообломочного до грубого агломератового. Наблюдается некоторая зависимость от состава магматического расплава типов извержения. Игнимбритовые и особенно игниспумитовые извержения характерны преимущественно для субщелочных магм, эксплозивный тип извержений связан преимущественно с липарито-дацитовыми магмами с пониженным содержанием щелочей. Грубообломочные пирокластические породы кызылкиинской свиты однотипны колдарским.

Для игнимбритовых и особенно игниспумитовых извержений типичен четко выраженный трещинный тип вулканов. Извержения грубой пирокластики, мощные фреактические взрывы происходили из вулканов центрального типа. Реликты вулканических аппаратов обнаружены во многих местах Токрауско-Баканасской зоны. Одним из наиболее изученных районов активного вулканизма является Караирекский вулканический массив, где известно несколько трещинных игнимбрито-игниспумитовых вулканов и многочисленные вулканы центрального типа, извергавшие грубую пирокластику и в редких случаях вязкие липаритовые лавы. В западной части Караирекского массива располагается крупный Западно-Караирекский вулкан, возникший на сочленении систем трещин запад-северо-западного и север-северо-восточного направлений. Жерло вулкана заполнено крутовосходящими «струями» игнимбритов, игниспумитов и спекшимися туфами трахилипаритового и трахидацитового состава; оно имеет строгую субширотную и субмеридиональную вытянутость при быстрой смене пород вкрест простира-ния черз 2—20 м. К югу, западу и северу происходит постепенное, но

быстрое отклонение пластов к периферии с переходом в пологие периклинальные покровы склонов вулкана. Извержения происходили при многократном приоткрывании и заполнении подводящих трещин. В итоге суммарная ширина зоны подводящих каналов достигает 1 км; протяженность жерловых трещин 1,5—2 км.

Другой тип вулканических аппаратов возник в конце кызылкиинского вулканического периода и представлен как в Караирекском вулканическом массиве, так и других местах Баканасской подзоны вулканами центрального типа. Многочисленные остатки жерловин, иногда с фрагментами кратера и склонов вулкана в пределах Караирекского массива свидетельствуют о том, что извержения происходили из вновь образованных вулканических аппаратов с жерловинами неправильно-округлой формы поперечником до 0,5—1 км. Извержения отличались большой взрывной силой, были многократными, но, видимо, не продолжительными. Материал извержения близок по петрохимическому составу и представлен грубыми туфами и агломератами липаритового состава, сопровождавшимся излиянием коротких потоков вязкой лавы и выдавливанием трахилипаритовых куполов, периферические части которых разрушались повторными взрывами.

Кызылкиинские вулканы отчетливо приурочены к региональным системам разрывов северо-западного — субширотного направления и субмеридионального, образуя на магмоподводящих разломах цепочки и «гнезда» вулканов. Как правило, зоны вулканов располагаются на поднятиях (Караирекский и другие массивы), с которыми сопряжены прогибы вулкано-тектонического происхождения, служившие местами аккумуляции вулканического материала. В Баканасской подзоне после мощных извержений конца кызылкиинского века, в ряде мест образовались кольдерообразные обрушения, но небольшой величины и далеко не повсеместные. Значительно больше кальдер обрушения в Токрауской подзоне, где выделяются гигантские вулкано-тектонические депрессии поперечником в десятки километров (Каргалинская, Кызылрайская, Урункайская, Кызыладырская и др.). Кальдерное происхождение этих структур определяется их синклинальным строением, кольцеобразным размещением интрузивных и субвулканических тел, зон гидротермально измененных пород и т. п. Следует отметить, что несмотря на специальные исследования по этой проблеме бесспорного доказательства вулканоплутонического кальдерного происхождения синклиналеподобных структур в Токрауском районе еще не имеется.

Петрохимический состав вулканитов трахилипарит-трахидацитовой группы прежде всего определяется резким повышением количества щелочей по сравнению с колдарскими вулканитами.

Устанавливается увеличение щелочности пород к концу кызылкиинского вулканического периода, когда почти повсеместно происходит извержение трахилипаритовых и трахилипарито-дацитовых игнимбритов и игниспумитов. Вместе с тем, наряду с субщелочными магматическими продуктами, происходит извержение пирокластики с пониженным содержанием щелочей. Количественно среди них преобладают грубые туфы липаритового и липарито-дацитового состава. Доля этих пород в общей массе вулканитов кызылкиинской свиты обычно не велика. В целом колебания значения «а» у кислых пород происходят в пределах 14—19. Более резкие вариации устанавливаются в содержании глинозема, вплоть до пересыщенных. Последний признак характерен для нещелочных вулканитов, которые по этим показателям близки эффузивам колдарской свиты. Среднее положение вариационной кривой на диаграмме Заварицкого устанавливается между кривой Йеллоустонского парка и Этны. Соотношение щелочей довольно постоянное и равно 0,78—0,89.

Связи между петрогенными окислами, по данным В. Д. Стеркина, в целом одинаковы между крайними членами трахилипарит-трахидацитовый группы. На диаграмме Заварицкого породы субщелочной андезит-базальтовой и трахилипарит-трахидацитовой группы образуют два отчетливых роя, свидетельствующих об изолированности этих групп эффузивов и отсутствии петрохимических переходов.

ПОЗДНЕПЕРМСКИЕ (ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ?) ТРАХИАНДЕЗИТ-ТРАХИБАЗАЛЬТОВЫЙ И ТРАХИДАЦИТ-ТРАХИЛИПАРИТОВЫЙ КОМПЛЕКСЫ

Конец поздней перми явился временем завершения орогенного вулканизма в Прибалхашской мегазоне Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Он проявился почти только в Баканас-Аягузской ча-

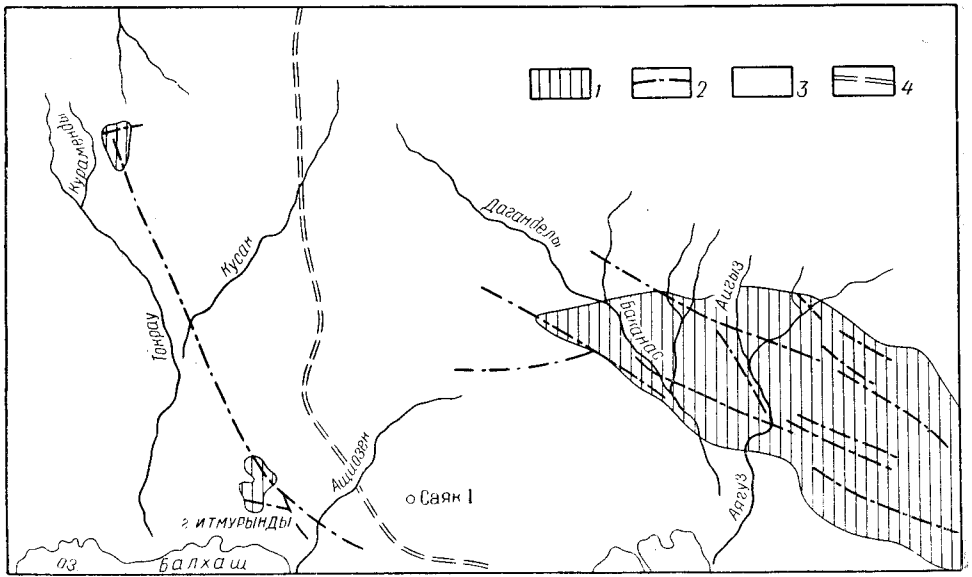


Рис. 6. Палеовулканическая схема Северного Прибалхашья в позднепермское (кураевинское) время

1 — вулканическая область; 2 — магмоподводящие разломы; 3 — невулканическая область; 4 — Центрально-Казахстанский сдвиг

сти Баканасской впадины, где были накоплены огромные по объему массы основных субщелочных и подчиненных им щелочных кислых вулканических пород (кураевинская свита, рис. 6). Одна группа включает базальтовые, трахибазальтовые, андезито-базальтовые и трахиандезитовые порфириты (трахиандезит-трахибазальтовый комплекс), вторая — трахидацитовые и трахилипаритовые порфириты (трахидацит-трахилипаритовый комплекс). Тесная пространственная связь кислых и основных вулканических образований, высокий щелочной индекс обеих групп, появление, хотя и редкое, в составе темноцветных минералов трахиандезитовых порфиритов щелочного пироксена — минерала, характерного также и для трахилипаритовых порфиритов, свидетельствуют в пользу первого предположения. Оно как будто бы подтверждается на примере полигенного центрального вулкана Жантау (Токрауский синклиниорий), где устанавливается, что извержения, начавшиеся с андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, завершились выбросом липарито-дацитовых пирокластики и излиянием тра-

хилипаритовых игниспумитов. По данным же других исследователей (Ю. И. Лялин, В. Д. Стеркин и др.), области активного базальтового и липаритового вулканизма чаще пространственно разобщены, чем сближены. По петрохимическим особенностям породы той и другой группы отнюдь не образуют единого дифференциационного ряда.

В Баканасской впадине пока выявлены только единичные достоверные центры извержений базальтоидов.

Подавляющая масса кислых вулканических пород встречается в виде субвулканических тел — силлов и лакколитов среди базальтовых покровов. Протяженность некоторых силлов достигает 10—15 км, нередко они полигенны. Лакколиты имеют поперечник от сотен метров до 11 км (Улькен—Кугульдур).

Базальтовые порфириды* трахиандезит-трахибазальтового комплекса представляют собой афировые или порфиоровые, главным образом олигофировые породы, нередко миндалекаменные, красновато-серого или фиолетово-серого, почти черного цвета, с офитовой, интерсертальной и гиалиновой структурой основной массы. Они имеют свежий, часто кайнотипный облик (стекло и лабрадор почти не разложены), тогда как пироксен сильно изменен. В трахибазальтовых порфиридах порфиоровые вкрапленники принадлежат лабрадору (№ 53—55), нередко зональному; основная масса их состоит из лейст андезин-лабрадора, мелких кристаллов моноклинного пироксена, небольшого количества пелитизированного калишпата и слабо разложенного стекла. Зерна минералов заключены в стекло, по которому развиты хлорит, реже серицит и эпидот. Трахиандезитовые порфириды иногда обладают шаровой отдельностью, порфиоровые вкрапленники представлены плагиоклазом и реже пироксеном, а в основной массе помимо черного плагиоклаза, магнетита, подчиненного количества калиевого полевого шпата и стекла встречаются игольчатые кристаллы опациitized эгирин-авгита.

Среди пород трахидацит-трахилипаритового комплекса наиболее распространены трахилипаритовые порфириды. Это обычно флюидальные фиолетовые, серо-розовые, сиреневые породы с олигофировой структурой; фенокристы принадлежат пелитизированному калишпату, альбиту № 3—5, эгирину, рибекиту; в основной массе отмечаются те же минералы и кварц, структура ее трахитовая, участками микропоякилитовая и сферолитовая, фельзитовая. Менее развиты коричневые и темно-серые трахиты, имеющие в большинстве случаев гломеропорфировую структуру; в фенокристах помимо олигоклаза (№ 24—30) и ортоклаза встречаются единичные зерна эгирин-авгита и щелочного амфибола. Трахилипаритовые туфы разнообразны по размерам пирокластического материала, в котором, наряду с обломками трахилипаритовых порфиритов, встречаются и базальтовые порфириды. Отмечаются также спехшиеся туфы, как правило, витрокристаллокластические, содержащие среди кристаллокластов почти исключительно одни полевые шпаты; известны переходы туфов в игнимбриты, содержащие фьямме; в горах Сийректау имеются небольшие лавовые покровы трахилипаритов.

По петрохимическим особенностям породы трахиандезит-трахибазальтового и трахидацит-трахилипаритового комплекса отличаются значительно и не имеют промежуточных по составу разностей, которые бы связывали их в один естественный ряд. На диаграмме А. Н. Заварицкого векторы составом пород первого комплекса обнаруживают

* Петрографическая характеристика пород комплексов приводится по М. В. Тащининой.

сильный горизонтальный разброс фигуративных точек между дифференционными линиями Лассен-Пик и щелочных пород Марос-Хайвуд; они относительно богаты магниезией и известью, натрий незначительно преобладает над калием. Породы трахидацит-трахилипаритового комплекса по особенностям химизма приближаются к ассоциациям субщелочного ряда; характерна пересыщенность глиноземом.

ИНТРУЗИВНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Первые полные сведения об интрузивных породах Центрального Казахстана были получены при регионально-геологических работах в 20-х и первой половине 30-х годов Р. А. Борукаевым, Г. И. Водорезовым, А. Г. Гокоевым, В. С. Дмитриевским, Н. А. Елисеевым, А. Н. Заварицким, Н. Г. Кассиным, Р. Э. Квятковским, Д. С. Коржинским, П. Г. Корейшо, А. К. Мейстером, Н. И. Наконником, Г. Л. Падалкой, М. П. Русаковым, Е. Д. Шлыгиным, И. С. Яговкиным, Д. И. Яковлевым и др. Начиная со второй половины 30-х годов плутонические породы становятся предметом специального изучения; в течение 15 лет были основательно исследованы основные и ультраосновные породы (И. И. Бок, Х. Д. Косубаев, Н. П. Михайлов, И. Ф. Трусова и др.), докаменноугольные гранитоиды (М. А. Абдулкабирова, Л. М. Афанасьев, Ю. А. Билибин, В. И. Гоньшакова, Т. М. Дембо, В. С. Коптев-Дворников, П. Н. Кропоткин, Е. А. Кузнецов, В. К. Монич, Т. В. Плотникова, О. С. Полквой, Е. И. Рыцк, З. М. Усачева, Н. А. Фогельман и др.), а также последевонские гранитоиды (Г. И. Бедров, А. Г. Гокоев, В. С. Дмитриевский, Г. Д. Зиновьев, П. П. Зотов, В. К. Монич, И. П. Новохатский, М. А. Романова, В. М. Сергиевский, В. А. Унксон, Е. В. Шевченко, Г. Н. Щерба и др.). Этому периоду исследований принадлежит ряд сводок по ультраосновным и основным породам (Бок, 1945; И. Ф. Трусова, 1948), каледонским гранитоидам (Ю. А. Билибин, Т. В. Плотникова, 1940; В. С. Коптев-Дворников, А. Л. Афанасьев, Е. А. Кузнецов, Е. Е. Миллер, В. С. Полквой, Н. А. Фогельман, З. М. Усачева, 1951) и герцинским гранитам (Г. Д. Зиновьев, 1948; В. К. Монич, 1948; Е. В. Шевченко, 1948, 1951; Г. Н. Щерба и др.).

Особено много было сделано для расчленения интрузивных пород на комплексы, геолого-петрографической и геохимической характеристики их, а также раскрытия общих закономерностей магматизма в 50-х—60-х годах, когда широко развернулись площадные геологосъемочные и тематические петрографические работы, проводившиеся силами территориальных геологических управлений МГ КазССР, АН СССР и КазССР, ВСЕГЕИ и ВУЗов (А. В. Авдеев, К. А. Абдрахманов, М. А. Абдулкабирова, Г. И. Бедров, В. Ф. Беспалов, М. И. Бураков, Р. Д. Гаврилин, Е. В. Гендлер, А. И. Ежов, П. Ф. Емельяненко, С. В. Ефремова, В. Н. Кузьмин, В. С. Коптев-Дворников, А. В. Козлов, О. Ф. Кроль, Г. Ф. Ляпичев, В. С. Малявкин, Н. П. Михайлов, В. Н. Москалев, В. К. Монич, К. А. Мухля, Е. В. Негрей, А. Н. Нурлыбаев, В. А. Павлов, Т. В. Перекалина, А. М. Подольский, Е. В. Рыбалтовский, Н. А. Севрюгин, В. И. Серых, Р. Н. Соболев, А. В. Степанов, Л. И. Филатова, И. З. Филиппович, В. Г. Чуйкова, В. М. Шульга, Г. Н. Щерба и др.). В это же время была получена значительная информация об абсолютном возрасте интрузивных пород (А. В. Комлев, А. И. Иванов, Н. И. Полевая, Т. П. Семенова и др.). Некоторые результаты исследований этого периода были освещены в ряде изданных монографий (Коптев-Дворников и др., 1962; Ляпичев, 1955; Михайлов, 1962; Монич, 1957; Перекалина, 1966 и др.), многочисленных журнальных статьях и подытожены в 1965 г. на I Казахском петрографи-

ческом совещании (Магматизм и метаморфизм Восточного Казахстана, 1968), где были приняты корреляционные схемы магматических образований. Последнее пятилетие характеризуется все большим внедрением в практику как тематических, так и крупномасштабных геологосъемочных исследований, формационного метода изучения интрузивных пород. Особое внимание уделяется характеристике вещественного состава и металлогении комплексов, формационных особенностей их, черт сходства и отличия комплексов различных структурно-формационных зон, а также проблеме связи интрузивного и эффузивного магматизма, особенностям становления центрально-кольцевых плутонов и другим вопросам. Результаты этих исследований позволили уточнить расчленение и возрастное положение интрузивных пород, а также их геологические и петрографо-геохимические особенности.

Представляется следующая общая картина интрузивной деятельности в Центральном Казахстане. К наиболее древним метаморфизованным интрузивным образованиям, возможно, принадлежат гиперстенные гранулиты и оливиниты Кокчетавского антиклинория. Сравнительно достоверно в раннем докембрии устанавливаются пока только две фазы гранитизации и гранитоидного магматизма с абсолютным возрастом около 1,2—1,3 и 1,0 млрд. лет. Наиболее молодыми из позднедокембрийских являются лейкократовые и субщелочные граниты, а также, вероятно, нормальные, щелочные и нефелиновые сиениты. Весьма возможно, что с началом байкальской тектоно-магматической эпохи связано образование всех альпинотипных ультраосновных комплексов пород. Салаирская тектоно-магматическая эпоха характеризуется преобладанием основных пород. Геосинклинальным зонам свойствен такой ряд комплексов: перидотит-габбровые, габбро-плагиогранитовые, гранодиоритовые; в геосинклинальных же зонах были образованы близкие к платформенным формации: перидотит-пироксенит-норитовая, дунит-пироксенит-габбровая, габбро-сиенитовая и щелочно-ультраосновная. Каледонская тектоно-магматическая эпоха отличается интенсивным гранитоидным магматизмом. Основная масса гранитоидных плутонов была образована в позднем ордовике или нижнем силуре (Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система) и в верхнем силуре (Чингиз-Тарабагатайская система). Среди более поздних каледонских гранитоидных комплексов выделяются средне- и верхнедевонские. Начало герцинской тектоно-магматической эпохи отмечено внедрением интрузивов габбро-плагиогранитовой формации верхнего ордовика. Особенно мощным и длительным в герцинское время был орогенный гранитоидный интрузивный магматизм. Во внутренней части Джунгаро-Балхашской складчатой системы позднегеосинклинальная интрузивная деятельность началась в нижнекаменноугольное время внедрением гранодиоритовой магмы, а закончилась в перми или раннем триасе, когда были образованы плутоны лейкократовых аляскитов и субщелочных гранитов. В областях каледонской консолидации герцинские интрузивные породы развиты незначительно. К ним относятся девонские интрузии щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, верхнекаменноугольные или нижнепермские граниты и граносиениты и раннемезозойские граниты.

Прежде чем приступить к характеристике интрузивных пород необходимо отметить следующее: при изучении гранитного магматизма Центрального Казахстана В. С. Коптевым-Дворниковым и его сотрудниками была установлена ставшая классической схема становления гранитоидных массивов малых глубин с формированием вначале гранитов главной интрузивной фазы (с фациями ядра, эндоконтактов, апофиз и сателитов), затем слабее раскристаллизованных гранитов фазы

дополнительных интрузивов нескольких генераций и, наконец, даек I и II этапов. Этой схеме в основном придерживаются и авторы настоящей главы, не всегда, однако, строго следуя терминологии В. С. Коптева-Дворникова. Одни из них выделяют первую, вторую и т. д. фазы, указывая, какие из них являются главными, а какие дополнительными, другие применяют термины «дополнительные интрузивные фазы», третьи для плутонов гранодиоритовой формации вводят термины «ранняя фаза», «начальная фаза», или «фаза начальных внедрений» для гранитоидов, претворяющих гранитоиды главной интрузивной фазы и «заключительная» или «конечная» фаза для тех внедрений, которыми завершается становление плутонов. Наибольший разнобой касается лишь жильных и дайковых образований рассекающих плутоны. Одни авторы, следуя классической схеме, выделяют «дайки I и II» этапов, другие — «жилы I этапа» и дайки «II этапа», третьи — «жильную» и «дайковую» фации, четвертые «жильную» и «дайковую фазы», пятые вообще выделяют «дайки II этапа» в самостоятельные дайковые комплексы, хотя во всех этих случаях речь идет об одних и тех же образованиях, а именно — о ранних жилах, генетически связанных с гранитными массивами («дайки I этапа», «жилы I этапа», «жильная фаза», «жильная фация»), и о поздних дайках, обладающих краевыми зонами закала и генетически не связанных с конкретными массивами (дайки II этапа, дайковая фаза, дайковая фация). В этой связи следует отметить, что и петрографическая автономия этих поздних даек и резкое их отличие от генетически связанных с плутонами жил позволили О. С. Полквой предложить в свое время очень важный и нужный термин «дайки II этапа». Детальные исследования плутонов и окружающей их рамы позволили установить, что во многих случаях эти поздние дайки, несмотря на определенную «конкрецию» в гранитных массивах, пользуются тем не менее региональным развитием и застывают выделения в самостоятельные комплексы, имеющие важное тектоническое и металлогеническое значение. Насколько самостоятельны эти комплексы даек должны показать дальнейшие исследования. В настоящем томе некоторые из этих комплексов описаны как самостоятельные. В последнее время у многих геологов, занимающихся детальным картированием, появляется склонность к выделению субвулканических интрузивов в комплексы с собственными названиями, иногда дублирующими наименование вулканогенных свит. В настоящем томе краткое описание субвулканических образований дано выше, в разделе «Эффузивные комплексы». Под наименованием «жаксыта-галинский комплекс» описаны поздние жерловые, субвулканические и гипабиссальные интрузивные образования пермского возраста, эффузивные аналоги которых удалены эрозией или, во всяком случае, весьма спорны. Кроме того, детальная характеристика этого комплекса позволяет познакомить читателя с некоторыми аспектами кольцевых тектоно-магматических структур, по числу и разнообразию которых Центральный Казахстан выдвигается на одно из первых мест в мире. Следует указать, что уже начиная с 50-х годов работами А. Г. Гокоева и В. С. Коптева-Дворникова было обращено внимание на округло-кольцевой характер строения гранитных массивов Казахстана. Последующие детальные исследования (Монич и др., 1960; Перекалина, 1963) привели к открытию и описанию ряда центрально-кольцевых структур вулканоплутонического происхождения, в которых тесно переплетались вулканические, жерловые, субвулканические и интрузивные образования. В 1965 г. А. В. Авдеевым было показано, что подобные структуры весьма типичны для позднеорогенных этапов развития Казахстана. Последующие публикации М. М. Уколова, М. К. Бахтеева, Б. С. Зейлика,

М. Н. Щербаковой, Т. Г. Скублова, Л. Н. Шарпенко и других были посвящены более детальной характеристике некоторых типичных центрально-кольцевых структур Казахстана не только пермского, но и каменноугольного возраста.

РАННЕДОКЕМБРИЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

Наиболее древними из раннедокембрийских метаморфизованных предположительно интрузивных пород являются гиперстеновые гранулиты и оливиниты, слагающие небольшие тела в Кокчетавском антиклинории. Интрузивная природа их остается спорной. Значительно более широко развиты среди метаморфических толщ раннего докембрия в Кокчетавском, Улутауском и Майтубинском антиклинориях доверхнерифейские гранитизированные комплексы; здесь же известны и наиболее древние гранито-гнейсы и граниты, имеющие отчетливые интрузивные контакты с вмещающими сланцами и являющиеся бесспорно внедренными, а не образованными на месте становления. В Улутауском и Майтубинском антиклинориях выделяются три комплекса (от древних к молодым): 1) плагиогранито-гнейсов, 2) жаункарский гранитовый, 3) гранито-гнейсов и калишпатовых гнейсов.

Улутауский и Майтубинский антиклинории

Комплекс плагиогранито-гнейсов и порфиробластовых плагиоклазовых гнейсов. Плагиогранито-гнейсы слагают небольшие тела в Улутауском антиклинории и развиты в Эскулинском выступе докембрия на площади 50 км². Порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы распространены более широко, протягиваясь прерывистой полосой вдоль всего Улутауского антиклинория на 200 км при ширине до 25—50 км.

Плагиогранито-гнейсы впервые были описаны в окрестностях гор Эскулы И. А. Островским под названием андезиновых гнейсов и затем В. Ф. Беспаловым, выделявшим их как тоналитовые гнейсы; позднее они изучались Л. И. Филатовой (1962, 1964). Плагиогранито-гнейсы образуют массивы, довольно четко обособленные среди вмещающих кристаллических сланцев бектурганской серии. Они, как и последние, имеют полосчатое сложение и вместе с ними смяты в складки. Полосчатость обусловлена чередованием слюдяных и амфиболовых разностей гнейсов при ширине полос от долей метра до нескольких метров; она усиливается переменным содержанием плагиоклаза и цветных минералов вплоть до обособления тонких полос — инъекций плагиогранитного состава. Структура гнейсов близка к гранитной с идиоморфизмом плагиоклаза. Плагиогранито-гнейсы возникли в результате гранитизации толщ слюдяных сланцев и амфиболитов бектурганской серии, их инъектирования плагиогранитами, и по особенностям состава и строения принадлежат к типу инъекционных гнейсов-мигматитов.

Порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы впервые отмечены в Улутау И. С. Яговкиным, а впоследствии В. С. Соболевым, Л. И. Боровиковым и др. Тогда же обратила на себя внимание тесная связь этих гнейсов с метаморфическими сланцами нижней части разреза докембрия. И. Ф. Трусова установила, что порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы являются результатом фельдшпатизации метаморфических сланцев. Позднее Л. И. Филатова рассмотрела особенности состава и строения гнейсов, а также химические преобразования при их возникновении. Плагиоклазовые гнейсы широко распространены в бектурганской серии, известны также и в залегающей выше аралбайской. Они отличаются от метаморфических пород, за счет которых развива-

ются, присутствием порфиробластов плагиоклаза, обычно альбита, а от сланцев аралбайской серии, кроме того, более сильной перекристаллизацией основной массы породы. Плагиоклаз замещает, часто с образованием псевдоморфоз, слюду и гранат. В зависимости от характера исходных пород гнейсы различаются содержанием кварца. Структура гнейсов бластическая, текстура четко сланцеватая, нередко полосчатая, унаследованная от исходных пород. Порфиробластовые плагиоклазовые гнейсы являются метасоматитами, образовавшимися при привносе натрия. Описанные гнейсы, представляющие собой наиболее древние из известных гранитизированных образований докембрия Улутау, подвержены влиянию более поздней гранитизации (в связи с гранито-гнейсами), Время их формирования определяется исходя из принимаемого возраста вмещающих толщ — бектурганской и аралбайской серий — как нижний протерозой.

Жаункарский комплекс гранитов. Интрузии гранитов жаункарского комплекса широко развиты в Майтюрбинском антиклинории, где составляют около 10% его площади и образуют цепь массивов средней величины (50—100 км²), протягивающуюся в осевой части антиклинории от р. Тумурза-Сарысай на севере, почти до р. Белеугы на юге. Наиболее крупными являются массивы Сарысайский, Куланбайский и Жаункарский. Граниты, за исключением Сарысайского массива, были описаны ранее Т. Г. Павловой (1964), но она рассматривала их в генетическом единстве с гранито-гнейсами и субщелочными гранитами актасского комплекса. Аналоги гранитов жаункарского комплекса возможно имеются на погружении Улутавского антиклинория в Северном Улутау, в пределах Акжарского массива, где О. В. Минервиным и Л. И. Филатовой среди гранито-гнейсов отмечены массивные граниты.

В Майтюрбинском антиклинории граниты залегают в ядрах антиклинальных складок среди наиболее древней для этого района жийдинской серии докембрия. Они перекрыты жаункарской свитой майтюрбинской серии. В базальных кварцитах этой свиты присутствуют продукты перемыва гранитов: крупный голубовато-серый кварц и возможно циркон. Граниты, сопоставимые с гранитами жаункарского комплекса, известны в гальке сатанской свиты верхнего докембрия, их много также в гальке жалтауской свиты вендского комплекса (Зайцев, 1969). Таким образом, по геологическим данным граниты жаункарского комплекса внедрились в толщи докембрия до отложения пород майтюрбинской серии. Абсолютный их возраст, определенный А. А. Краснобаевым альфа-свинцовым методом (Зайцев, Зыков, Ступникова, Краснобаев, Филиппович, 1968), равен 1150 ± 100 — 1350 ± 120 млн. лет (среднее значение из пяти определений 1180 ± 100 млн. лет). Приведенные цифры являются наиболее древними из известных для гранитов как Майтюрбинского антиклинория, так и всего Улутау, но вполне возможно, что они отвечают не истинному возрасту гранитов, а времени их метаморфизма.

Массивы гранитов являются согласными. Контакты их с вмещающими породами четкие интрузивные. Наблюдаемая иногда фельдшпатизация ограничивается зонами в первые сантиметры в ксенолитах и в первые десятки метров в экзоконтактах. Интрузии представлены одной главной фазой внедрения и фазой жильных пород. Внутреннее строение массивов однородно: главная интрузивная фаза образована крупнозернистыми (0,5—1 см) лейкократовыми биотитовыми гранитами. Для Северо-Сарысайского массива отмечены колебания в содержании биотита от 1 до 10%. В пределах остальных массивов меняется только степень разгнейсования гранитов, которая хотя и проявлена ре-

гионально, но усиливается вдоль линейных зон. В интенсивно разгнейсованных разностях возникает линейность, созданная скоплениями тонкочешуйчатого биотита и «карандашным» кварцем. Первичная массивная текстура сохранилась на небольших участках в наиболее крупных массивах. Состав гранитов изменяется от разностей с преобладающим плагиоклазом (Северо-Сарысайский массив) до существенно микроклиновых (Жаункарский массив). Калиевый полевой шпат представлен тонкорешетчатым микроклином с рентгеновской триклинностью, равной 0,66—0,86, чаще 0,70—0,76, $-2V=74-80^\circ$. Состав первичного плагиоклаза — олигоклаз № 15—17, а в разгнейсованных разностях — альбит № 6—7. Структура пород меняется от бластогранитной до бластокатакlastической, гранобластовой. Жильные породы представлены лейкоратовыми биотитовыми резко порфиридовидными гранитами, которые слагают дайки и мелкие штоки, т. е. по форме залегания приближаются к дополнительным интрузиям, и лейкоратовыми биотитовыми и гнейсовидными гранитами, имеющими обычную дайковую форму залегания.

По химическому составу граниты жаункарского комплекса принадлежат нормальному щелочноземельному ряду, для некоторых массивов характерно преобладание Na_2O над K_2O в составе щелочей. Они представляют собой обычный интрузивный комплекс средних глубин с ничтожной ролью метасоматической переработки вмещающих пород.

Комплекс порфиробластовых гранито-гнейсов и калишпатовых гнейсов. Гранито-гнейсы и связанные с ними калишпатовые гнейсы известны во всех выступах докембрия Улутау. В Северном Улутау в Улутавском антиклинории, по данным И. Ф. Трусовой и Л. И. Филатовой (Филатова, 1962; Вишневская, Трусова, Филатова, 1967), гранито-гнейсами и гнейсами сложено около 10% площади выходов докембрия. Мелкие тела этих пород установлены Л. И. Филатовой (1962) в Эскулинском выступе. В Южном Улутау, в Майтюбинском антиклинории гранито-гнейсы занимают около 5% его площади и примерно столько же приходится на долю гнейсов.

Гранито-гнейсы в Улутавском антиклинории образуют ряд массивов, приуроченных к его осевой части: Акжарский, Соуктальский, Арташинский и Мийкинский массивы в Северном Улутау и Обалинский массив в Эскулинском выступе. Массивы Северного Улутау размещены в метаморфических толщах бектурганской серии и окружены зонами фельдшпатизированных сланцев и мигматитов. Обалинский массив залегает среди плагиогранито-гнейсов. В Майтюбинском антиклинории гранито-гнейсы расположены в осевой его части и на восточном крыле. В осевой части антиклинория массивы гранито-гнейсов сменяют друг друга с небольшими промежутками, начиная от р. Тумурза-Сарысай на севере и до верховьев р. Карасире на юге (массивы Тумурза-Сарысай, Шокырсай, Койтау и др.). Они залегают среди обширных полей гнейсов, образовавшихся по породам жийдинской серии. На восточном крыле антиклинория массивы гранито-гнейсов — Насымбайский и Яконмолинский — значительно удалены друг от друга. Они размещены в жиландысайской и кумолинской свитах майтюбинской серии. На восточном крыле гранитизация проявилась слабее, массивы гранито-гнейсов имеют меньшие размеры и окружены узкими ореолами гнейсов.

Тела гранито-гнейсов являются автохтонными и имеют различную, но в общем незначительную величину: 10—60 км² в Южном Улутау, 100—200 км² в Северном Улутау. Они приурочены к антиклинальным складкам и являются согласными — в складчатой структуре занимает место стратифицированных толщ. С вмещающими их гнейсами грани-

то-гнейсы связаны постепенными переходами и границы массивов являются условными.

Гранито-гнейсы представляют собой мелко- и среднезернистые, реже крупнозернистые породы гнейсовидной текстуры. Они состоят из плагиоклаза — альбита № 2—10, калиевого полевого шпата, кварца и переменных количеств биотита. Некоторые редкие разновидности содержат роговую обманку и имеют состав монцитито- и гранодиорито-гнейсов. Структура пород гранобластовая, порфиробластовая, в отдельных участках — гранитная. Для внутреннего строения массивов характерна неоднородность, выраженная в смене разновидностей с различным содержанием биотита, разной зернистостью основной ткани и разным содержанием порфиробластов, а также в присутствии калишпатовых гнейсов. Отмечена зависимость состава и облика гранито-гнейсов от состава пород, подвергшихся замещению. Внутренняя структура массивов является согласной со структурой вмещающих пород. Почти во всех массивах имеется небольшое количество маломощных (десятки сантиметров) жил, сложенных мелкозернистыми гнейсовидными гранитами; им свойственны четкие контакты и полигональная отдельность.

По структурно-оптическому типу калиевого полевого шпата среди гранито-гнейсов выделяются разновидности ортоклаз-альбитовые и микроклин-альбитовые. В первых калиевый полевой шпат имеет рентгеновскую триклинность менее 0,5, либо от нулевой до 0,70 в пределах одного зерна, $2V = -70-71^\circ$; рентгеновская триклинность микроклина 0,74—0,78; $2V = -75-79^\circ$. Генетические соотношения этих двух разновидностей гранито-гнейсов неясны, так как они слагают обособленные массивы. Абсолютный возраст гранито-гнейсов Южного Улутау, определенный свинцово-изотопным и альфа-свинцовым методами (Зайцев, Зыков, Краснобаев, Ступникова, Филиппович, 1968), равен 970 ± 100 млн. лет. Гранито-гнейсы Северного Улутау по своим геологическим и петрографическим особенностям сопоставимы с гранито-гнейсами Южного Улутау (табл. 1). В едином комплексе они рассматривались Л. И. Филатовой (1962). Однако в последнее время И. Ф. Трусова (Вишневская, Трусова, Филатова, 1967) считает их палеозойскими.

Калишпатовые гнейсы в Улутау широко развиты в тех участках, где многочисленны массивы гранито-гнейсов. В Северном Улутау гнейсы образуют поля в несколько километров шириной. В них преобладают разновидности очковой текстуры (Филатова, 1962; Вишневская, Трусова, Филатова, 1967). В осевой части Майтубинского антиклинория гнейсы слагают почти сплошную субмеридиональную полосу 4—8 км шириной и протяженностью около 70 км. На восточном крыле антиклинория гнейсы окаймляют узкими зонами (300—500 м) массивы гранито-гнейсов. Облик и состав гнейсов еще в большей степени, чем гранито-гнейсов, зависит от состава исходных пород. По биотито-полевошпатовым сланцам образуются биотитовые гнейсы очковой текстуры, с крупными в 1—3 см выделениями калиевого полевого шпата. Порфиroidы преобразованы в лейкократовые гнейсы, имеющие мелкозернистую размернозернистую или нечетко выраженную порфиробластовую структуру. Кроме названных типов в Южном Улутау широко распространены гнейсы, содержащие 5—10% биотита и порфиробласты калиевого полевого шпата величиной 0,5—1 см, исходные породы которых не вполне ясны. В гнейсовых полях сохранились кристаллические сланцы кварцево-амфиболового и полевошпато-амфиболового состава, что связано с избирательным характером процессов гранитизации.

Поля гнейсов имеют зональное строение: по мере приближения к гранито-гнейсам в гнейсах увеличивается зернистость основной тка-

Средний количественно-минеральный состав раннедокембрийских гранитоидов

Комплекс	Массив	Фазы и фацции	Породы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Постм. альбит	Кварц	Биотит
Порфиروبластовых гранито-гнейсов		Биотитовые микроклин-биотитовые	Гранито-гнейсы	23,0	39,0	—	32,0	3,0
		Биотитовые ортоклазо-альбитовые	Гранито-гнейсы Монцитито-гнейсы	26,0	43,0	—	28,0	2,0
Жаункарский	Северо-Сарысуйский	Главная интрузивная фацция	Лейкократовый гранит	36,0	26,0	—	30	7,0
	Куланбайский	То же	Весьма лейкократовые граниты	12,0	47,0	3,0	36,0	—
	Жаункарский	" "	Гранит	18,0	39,0	—	38,0	5,0
Плагиогранито-гнейсы			Плагиогранито-гнейсы		—	—		

ни и усиливается порфиробластез. По своему качественному минеральному составу гнейсы идентичны гранито-гнейсам и отличаются от них количественными соотношениями минералов и структурами, а также составом биотита (меньшей его железистостью, глиноземистостью и меньшим содержанием окисного компонента).

Гранито-гнейсы и гнейсы образовались на месте за счет метаморфических пород в результате процессов гранитизации, выразившихся в собирательной перекристаллизации и щелочном (главным образом калиевом) метасоматозе. При этом возникло небольшое количество гранитной магмы, с чем связано появление жильных гранитов и гранитных структур в гранито-гнейсах.

Кокчетавский антиклинорий

Комплекс метаморфизованных основных и ультраосновных пород. В районе пос. Энбек среди пород зерендинской серии встречены гиперстеновые гранулиты (Розен, 1966). Они слагают три тела овальной формы размерами от нескольких метров до 90 м в длину и ориентированы под различными углами к простираению вмещающих пород. Гиперстеновые гранулиты — темно-серые до черных среднезернистые породы, состоящие из гиперстена (60—25%), диоксида (20—14%), плагиоклаза (28—16%), кварца (16—3%), биотита (7—4%) и минералов-примесей: рутила, сфена, ильменита, апатита. Мелкие идиобласты плагиоклаза представлены битовнитом № 82—87. Текстура пород массивная или нечеткая плоскопараллельная, структура гранобластовая с элементами идиобластовой, пойкилобластовой, симплектитовой и других структур. Идиобласты плагиоклаза включены в более крупные неправильные зерна кварца и пироксена. Симплектитовые сростания

Таблица 1

и средние петрохимические характеристики
и гранито-гнейсов Южного Улутау

Амфибол	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому										
	S	a	c	b	f'	m'	a'	c'	n	a/c	Q
3,0 (муско- вит)	83,3	12,1	0,7	3,9	39,2	15,1	45,6	—	52,3	17,3	+41,7
1,0 (муско- вит)	83,5	13,3	0,7	2,5	31,1	13,3	56,6	—	87,0	19,0	+39,6
	70,9	11,5	2,8	14,8	37,9	33,8	28,3	—	61,2	4,1	+15,8
1,0	81,5	12,3	1,2	5,0	46,7	26,1	27,2	—	67,9	10,2	+37,2
2,0 (муско- вит)	80,9	15,1	0,5	3,5	41,9	11,0	47,1	—	58,3	30,2	+31,1
—	82,8	13,0	0,7	3,53	3,5	16,0	30,5	—	46,8	18,6	+38,9
	79,75	10,98	1,92	7,35	49,55	28,83	21,62	—	78,3	5,98	+35,56
	70,65	15,26	2,65	11,44	37,8	33,93	28,5	—	63,35	5,75	+8,13

нередки между гиперстеном и диопсидом, диопсидом и кварцем, биотитом и кварцем. Вероятно, пироксеновые гранулиты возникли при метаморфизме габброидов в условиях гранулитовой фации. При диафорических преобразованиях они переходят в антофиллит-кордиеритовые и гиперстен-кордиеритовые породы.

Оливиниты образуют несколько мелких (первые метры) разобщенных овальных тел, залегающих среди пород жолдыбайской свиты юго-западнее оз. Кумдыколь. Контакты тел не обнажены. Эти породы обнаружены И. А. Ефимовым (1964) и описаны как пироповые серпентиниты. Они состоят в основном из серпентинита (0—40,1%) и граната (74—80%), в подчиненном количестве присутствуют оливин (7,3—8%), шпинель, магнетит (до 13,8%), апатит и хлорит.

Оливиниты Кокчетавского массива вместе с пироксеновыми гранулитами, вероятно, представляют собой единый генетический ряд ультраосновных — основных интрузивов. Следует отметить, что О. М. Розен считает эклогиты Кокчетавского массива глубокометаморфизованными осадочными породами, приводя в качестве доказательства пластовые, согласные формы тел и их переходы к карбонатным и иным породам. М. А. Абдулкабирова и И. А. Ефимов не разделяют этой точки зрения и считают эклогиты интрузивными образованиями.

Комплекс гнейсов. Гнейсы широко распространены в зерендинской серии стратифицированных образований докембрия Кокчетавского массива. Выходы их отмечены севернее г. Щучинска, юго-восточнее и южнее г. Кокчетав, в районе озер Барчинское, Чалкар, Якши-Янгизтау. В распределении гнейсов по площади и в разрезе определенных закономерностей не наблюдается. Гнейсы нередко содержат прослои слюдяных сланцев, амфиболитизированных эклогитов, амфиболитов, мраморов и кварцитов.

Гнейсы зерендинской серии — розовые, желтовато-серые, светлые мелкозернистые до тонкозернистых породы с четко выраженной ориентировкой отдельных листочков слюды. Встречаются также розовато-серые очковые гнейсы с округлыми порфиробластами калиевого полевого шпата размерами до 2—3 см. Главные породообразующие минералы равномернозернистых и мелкоочковых гнейсов — кварц (25—40%), микроклин (25—70%), плагиоклаз (15—30%), биотит и реже роговая обманка (5—15%). Второстепенные минералы — гранат, диопсид, сфен, рутил, апатит, циркон, ортит, магнетит, ильменит, турмалин и флюорит. Диафторические минералы — хлорит, мусковит, серицит, эпидот. Гнейсы характеризуются мелкозернистым (0,1—0,8 мм, порфиробласты до 4 мм) строением. Текстура их полосчатая и линзовидно-полосчатая с чередованием полос и линз плагиоклазового, микроклиноплагиоклазового, кварцево-микроклинового, кварцевого и биотитового состава. Структуры гранобластовые, лепидогранобластовые, порфиробластовые. Плагиоклаз, отвечающий по составу андезину (№ 32—42), обычно замещается альбитом и микроклином. Микроклин образует округленные порфиробласты или присутствует в виде мелких зерен основной ткани породы, содержит пертитовые вроски (пертиты распада и замещения) альбита. Решетчатая структура микроклина выражена нечетко, отдельными пятнами. Порфиробласты микроклина на контактах с зернами плагиоклаза обрастают мирмекистовыми каймами. Грубоочковые гнейсы, приуроченные обычно к средней части разреза зерендинской серии, характеризуются тонкозернистой тканью породы и наличием крупных порфиробластов микроклина, часто подверженных дроблению и катаклазу. В отличие от равномернозернистых и мелкоочковых разновидностей значительно чаще содержат крупные чешуйки мусковита.

Почти повсеместно отмечаются постепенные переходы гнейсов к мигматизированным слюдяным сланцам и амфиболитам. С другой стороны, гнейсы местами очень напоминают интрузивные образования. Все это свидетельствует об образовании гнейсов за счет метасоматической переработки слюдяных сланцев и амфиболитов. Метасоматоз в некоторых пунктах, видимо, заканчивался плавлением и образованием гранитов. И. Ф. Трусова (1967) полагает, что надежных петрографических критериев для отличия пара- и ортогнейсов Кокчетавского массива не существует. О. М. Розен большинство гнейсов Кокчетавского массива относит к парагнейсам, предполагая, что докембрийские интрузивные гранитоиды, размещавшиеся в верхних частях докембрийских куполов, были мобилизованы в эпоху каледонской гранитизации и образовали более поздние интрузивные массивы ордовикского и силур-девонского возраста.

Абсолютный возраст гнейсов зерендинской серии Кокчетавского массива по цирконам составляет около 1 млрд. лет.

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЕ И ФАНЕРОЗОЙСКИЕ КОМПЛЕКСЫ

АЛЬПИНОТИПНЫЕ УЛЬТРАОСНОВНЫЕ ИНТРУЗИИ

ГАББРО-ПЕРИДОТИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Наиболее полно и разнообразно они представлены каледонскими интрузивными комплексами; в герцинидах известны лишь единичные зоны интрузий габбро-перидотитовой формации.

Габбро-перидотитовая формация альпинотипных (или «офиолитовых») интрузий является самой распространенной среди всех интрузивных формаций ультраосновных и основных пород в Центральном Казахстане. Интрузивные комплексы ее, развитые преимущественно

в каледонидах, образуют или четко выраженные линейные пояса, протягивающиеся на сотни километров, или же небольшие линейные зоны протяженностью в несколько десятков километров, образованные цепочками мелких интрузивных тел.

Геологическое положение интрузий габбро-перидотитовых комплексов определяется их закономерной приуроченностью к структурно-формационным зонам, характеризующимся эвгеосинклинальным развитием, и к тем частям их, которые сложены кремнисто-спилито-диабазовыми комплексами. Устанавливается пространственная связь габбро-перидотитовых интрузий с глубинными разломами большой протяженности. Совокупность наблюдений над структурными позициями казахстанских габбро-перидотитовых комплексов позволяет заключить, что их появление на ранней стадии тектоно-магматического цикла определяется двумя основными факторами: высокой общей проницаемостью коры, о чем свидетельствует широкое развитие предшествующих им основных эффузивов, и наличием глубоко проникающих региональных разломов, открывавших пути для быстрого подъема перидотитовых астенолитов из верхних частей мантии. Однако эти факторы имеют разное значение и главенствующим из них является, видимо, второй. Так, в Центральном Казахстане, наряду со структурно-формационными зонами, где интенсивно проявлен спилито-диабазовый вулканизм и широко развиты габбро-перидотитовые интрузии, выделяются зоны с мощными спилито-диабазовыми комплексами, но почти без габбро-перидотитовых интрузий. Такие зоны характеризуются большой проницаемостью коры и разломами сравнительно неглубокого заложения. С другой стороны, известны структурно-формационные зоны, в которых основные эффузивы составляют лишь небольшую часть разреза осадочных отложений, но где очень интенсивно развиты габбро-перидотитовые интрузии; такие зоны характеризуются меньшей общей проницаемостью коры, но наличием крупных и глубоко проникающих разломов.

Интрузии рассматриваемой формации являются простыми, недифференцированными. В составе их резко преобладают бесполовошпатовые ультраосновные породы, главным образом перидотиты гарцбургитового состава с небольшим количеством ромбического пироксена; менее распространены дуниты, лерцолиты и верлиты; пироксениты играют ничтожную роль, образуя небольшие обособления среди перидотитов, а также жилы, имеющие более поздний метасоматический характер. Вся эта группа ультраосновных пород характеризуется постоянным составом пороодообразующих минералов: оливином с содержанием не более 5—10% фаялитовой молекулы, энстатитом или бронзитом с небольшим содержанием ферросилитового компонента и малоземельистым диопсидом. Ультраосновные породы габбро-перидотитовых комплексов всегда подвергнуты интенсивному процессу автотематоморфической серпентинизации, а также процессам лиственитизации, оталькования, хлоритизации, иногда амфиболизации; последние, однако, не имеют такого массового распространения, как серпентинизация, и в различных комплексах проявляются с разной интенсивностью.

Важнейшей и неотъемлемой частью интрузивных комплексов рассматриваемой формации являются габбро, всегда количественно резко уступающие ультрабазитам. Преобладающая их разновидность — нормальные габбро, состоящие из основного плагиоклаза, диопсид-диаллага, аксессуарных — сфена, апатита и титаномагнетита. Сравнительно редко встречаются оливинсодержащие разновидности. Породы типа норитов и габброноритов здесь совершенно отсутствуют.

Габбро-перидотитовые интрузии сопровождаются многочисленными мелкими жильными телами дунитов, лерцолитов, верлитов, пироксенитов, микрогаббро, габбро-диабазов и диоритовых порфиритов. Пироксениты, микрогаббро и габбро-диабазы часто автометасоматически преобразованы в различные пироксено-гранатовые, везувиано-гранато-хлоритовые и другие подобные им породы (родингиты).

В составе казахстанских габбро-перидотитовых комплексов часто присутствуют гранитоиды натрового состава (плагιοграниты, плагιοаплиты, кварцевые диориты и др.), образующие в ультраосновных массивах небольшие линзовидные или жилородобные тела (инъекции), общий объем которых всегда ничтожен по сравнению с массой вмещающего их массивов. Внедрение натровых гранитоидов нередко сопровождается довольно активной гидротермальной деятельностью, вызывающей как гидротермально-метасоматические преобразования самих гранитоидов, так и контактово-реакционное изменение вмещающих их серпентинитов. В результате этого возникает серия метасоматических пород: плагиоклазитов, альбититов, кварцево-альбитовых, амфиболо-альбитовых, жадеитовых и др. В контактах десилицированных гранитоидных тел с серпентинитами образуются такие характерные минералы, как тальк, термолит, флогопит, вермикулит, эгирин-диопсид и др.

С габбро-перидотитовыми комплексами в Центральном Казахстане связана специфическая эндогенная (платиноиды, хромистый железняк, хризотил-асбест, тальк и пр.) и экзогенная (гидросиликатный никель, гидроокисный кобальт, магnezит) минерализация. Кроме того, габбро-перидотитовые комплексы нередко вмещают месторождения полезных ископаемых, образование которых вызвано гидротермально-метасоматическими процессами, связанными с внедрением в них малых интрузий натровых гранитоидов (амфиболовый асбест, вермикулит, жадеититы, керамическое и кварцевое сырье).

Суммарная площадь, занятая ультраосновными и основными породами габбро-перидотитовой формации, в Центральном Казахстане составляет около 480 км². Всего здесь зарегистрировано свыше 160 массивов, объединенных по принципу общности их структурной позиции и возраста в несколько интрузивных комплексов. Краткая геологическая характеристика наиболее крупных и характерных габбро-перидотитовых комплексов (поясов) дана ниже.

Тектурмасский пояс

Тектурмасский габбро-перидотитовый пояс протягивается южнее г. Караганды полосой (в 200 км) почти широтного простирания от гор Аркалык (на западе) через горы Сарытау, Тектурмас, Уртынджал и Норчекен до гор Сарыкуль-Болды (на востоке). Он расположен в осевой части широтного отрезка Атасу-Тектурмасского каледонского антиклинория. Вмещающими ультрабазиты и габброиды породами являются порфириты, диабазы, спилиты, яшмы и яшмо-кварциты спилито-диабазового комплекса, возраст которого в настоящее время условно считается одними исследователями ордовикским, или кембрийским, а другими — рифейским. В составе его насчитывается около 60 выходов ультраосновных и основных пород общей площадью 220 км². Ультраосновные и основные породы слагают тела неправильной или линзовидной формы. Особенно густая насыщенность яшмо-порфиритовой толщи такими телами наблюдается в западной части пояса, что позволяет предположить наличие здесь одной большой силлообразной интрузии, обнажающейся на поверхности в виде разобщенных выходов.

Ультраосновные и основные породы тектурмасского комплекса представлены главным образом серпентинитами (преимущественно апогарцбургитовыми), среди которых развиты мелкие тела габбро и габбро-диабазов. Наиболее крупные массивы серпентинитов развиты в восточной части пояса, в горах Костангол, Кенеспай, Уртынджал. Массивы меньших размеров имеются в горах Аркалык, Норчекен, Конуржал и Сарыкуль-Болды. Габбро наиболее широко распространены в центральной части пояса, главным образом в горах Сарытау и Тектурмас. Габбро-диабазы слагают многочисленные жилообразные тела среди серпентинитов в южной части гор Тектурмас и в горах Кенеспай и Кызылгой. Ультрабазиты в непосредственном контакте с эффузивами всегда полностью серпентинизированы и нередко рассланцованы. В ряде случаев в зоне контакта с эффузивами наблюдались брекчированные серпентиниты с псевдоконгломератовидной текстурой (Тортаульская долина). Эффузивы спилит-диабазового комплекса в контакте с массивами ультрабазитов часто превращены в амфиболовые роговики и альбито-цоизито-амфиболовые сланцы. Внутри серпентинитовых массивов встречаются крупные ксенолиты амфиболитов, характеризующихся сравнительной однородностью состава и наличием сланцеватых, часто пloyчатых текстур. Эти ксенолиты имеют, вероятно, докембрийский возраст и глубинное происхождение, что доказывается: а) высокой степенью метаморфизма пород, соответствующей амфиболитовой фации, тогда как степень метаморфизма ультраосновных пород и вмещающих их эффузивов не выходит за пределы зеленосланцевой фации; б) резко дискордантным характером внутренней тектоники участков амфиболитов по отношению к серпентинитам и эффузивам; в) нахождение амфиболитов этого типа исключительно в виде ксенолитов в серпентинитовых массивах и отсутствием их за пределами последних.

В восточной части Тектурмасского пояса на ультраосновных породах сохранились образования древней коры выветривания, представленные бирбиритами, охрами, выщелоченными и нонтронитизированными серпентинитами.

С ультрабазитовыми массивами Тектурмасского пояса связаны проявления хромистого железняка, гидросиликатного никеля, асбеста, талька и магнезита. Из них наибольший практический интерес представляют месторождения магнезита и гидросиликатного никеля.

Одной из характерных особенностей Тектурмасского пояса, отличающей его от других офиолитовых интрузивных комплексов Центрального Казахстана, является широкое развитие в составе его массивов габбровых пород. При этом вопрос о взаимоотношениях ультрабазитов и габброидов до сих пор является одним из наиболее сложных вопросов геологии пояса, по которому были высказаны принципиально различные точки зрения. По всей вероятности, в Тектурмасском поясе, как и во многих других районах Казахстана, взаимоотношения ультраосновных и основных пород являются достаточно сложными и для расшифровки их требуются детальные геолого-петрографические работы.

Шидерты-Экибастузский пояс

Шидерты-Экибастузский ультрабазитовый пояс является вторым по величине поясом габбро-перидотитовой формации в Центральном Казахстане. Он приурочен к осевой части Майкаин-Кызылтасского антиклинория, протягивается на 165 км и связан с системой региональных разломов северо-восточного и частично широтного простирания. Сум-

марная площадь слагающих его интрузивных тел составляет 163 км². Площадь отдельных массивов колеблется от 0,5—2,0 до 62 км² (Адилбек-Ангренсорский массив). Массивы Шидерты-Экибастузского пояса сложены почти целиком серпентинитами, в которых нет реликтов минералов первичных пород. Неполностью серпентинизированные перидотиты (гарцбургиты) были установлены только в массивах Караулчеку и Жаманбукомбай. В некоторых массивах частично встречаются мелкие тела габбро, обычно жилообразной или штокообразной, неправильной формы; наиболее широко они развиты в Южном Толпакском массиве. В серпентинитах наблюдаются многочисленные мелкие тела пород, образующих непрерывную серию от микрогаббро- и габбро-диабазов до плагиогранит-порфиров и плагиоаплитов. Меньшее развитие имеют сильно метаморфизованные жильные породы типа родингитов. На многих массивах, особенно в северной части пояса, широко развита древняя кора выветривания силицифицированного нонтронитового профиля, с которой связаны гидросиликатные никелевые руды и скопления аморфного магнетита.

Интрузии Северо-Балхашского антиклинория

Интрузии ультраосновных и основных пород в Северо-Балхашском антиклинории пользуются довольно значительным распространением, но они не образуют здесь единого пояса, а группируются в несколько самостоятельных зон, приуроченных к серии глубинных разломов. В северо-западной ветви антиклинория выделяется две главные зоны, приуроченные к крупным антиклинориям. Итмурундинская (южная) и Шоинтасская (северная); в широтной ветви известна Чулькызыл-Тюлькуламская зона.

В Итмурундинской зоне (длина около 55 км) насчитывается 7 массивов ультраосновных и основных пород общей площадью 41,6 км². Они представляют собой согласные линзовидные или дайкоподобные тела, приуроченные к толще яшмо-кварцитов, порфиритов и диабазов, предположительно относимых к нижнему кембрию или рифею. Наиболее крупный массив — Кентерлауский (площадь около 20 км²) имеет форму крутопадающей согласной интрузии. Он почти целиком сложен серпентинитами, возникшими за счет перидотитов типа гарцбургита. Верлиты, ассоциирующиеся с небольшими телами габбро, слагают ничтожную часть массива. Широко развиты перекристаллизованные антигоритовые серпентиниты, лишенные реликтов первичных структур. Основные породы, представленные нормальными габбро, слагают не более 1% всей площади массива. Для Кентерлауского массива чрезвычайно характерно обилие жильных пород, представленных диоритами, плагиогранитами, кварцевыми плагиоклазитами и альбититами, а также продуктами их десилификации и метасоматоза — альбитороговообманковыми, альбито-жадеитовыми и весьма редкими мономинеральными жадеитовыми породами (жадеититами). Жилообразные тела жадеититов являются первым из обнаруженных на территории СССР месторождением этого весьма ценного поделочного камня, которое по своему генезису представляет довольно близкий аналог знаменитых бирманских жадеитовых месторождений. В зонах контакта массива широкое развитие имеют жилообразные тела лиственитов. Итмурундинский массив рассматриваемой зоны, сложенный серпентинитами, серпентинизированными дунитами и лерцолитами, является единственным в пределах Итмурундинской зоны, где сохранился остаток древней коры выветривания (охристо-бирбиритовые образования с многочисленными жилами магнетита). Третий из наиболее круп-

ных — массив Архарсу (площадью около 11 км²) отличается от первых двух значительным развитием в его составе габбро, которые вместе с широко развитыми здесь верлитами составляют половину площади массива. Породы жильной свиты, встречающиеся только среди серпентинитов, представлены кварцевыми плагиоклазитами.

Шоинтасская зона (длина 25 км) по своему геологическому положению и составу интрузий близка к Итурундинской. Большим развитием здесь пользуются гидротермально-измененные апосерпентинитовые кварцево-карбонатные породы (листвениты). Среди жильных пород отмечены только плагиоклазиты и гранато-пироксеновые породы (родингиты). К одному из наиболее крупных серпентинитовых массивов этой зоны приурочено месторождение аморфного магнезита Шоинтас.

В Чулькызыл-Тюлькуламской зоне (длина свыше 50 км) выделяются два наиболее крупные массива — Тюлькуламский, имеющий площадь около 45 км² и сложенный преимущественно серпентинитами и серпентинизированными перидотитами, и Чулькызылский, обнажающийся на поверхности в виде целого ряда небольших серпентинитовых тел, которые, как это доказывает данные аэромагнитной съемки, на глубине соединяются в одну крупную интрузию. Габбро и пироксениты в составе этих массивов играют подчиненную роль, слагая небольшие обособления среди апоперидотитовых серпентинитов. На отдельных участках этих массивов сохранились останцы древней коры выветривания, представленной бирбиритами, охристыми образованиями и выщелоченными нонтронитизированными серпентинитами с многочисленными жилами магнезита. С ультрабазаитами Тюлькуламского массива известны проявления минерализации хромита и гидросиликатного никеля.

Муржик-Аркалыкская интрузивная зона

В северной части Чингизского антиклинория известны небольшие габбро-перидотитовые массивы Чакпактас и Байкара в горах Муржик и мелкие тела серпентинитов в горах Западный Аркалык. Они размещены в толще сильно метаморфизованных порфиритов, диабазов, спилитов и хлоритовых сланцев предположительно нижнекембрийского возраста. Наиболее крупный массив — Чакпактас сложен буроватыми с поверхности серпентинитами, содержащими микроскопические выделения магнезита. В центральной части его сохранился останец древней коры выветривания, бронированный сверху «шапкой» бирбиритов, ниже которых залегают нонтронитизированные и выщелоченные серпентиниты с многочисленными жилами, штокверками и гнездами белого аморфного магнезита. В периферических частях массива развиты черные мелкозернистые гарцбургиты с отдельными обособлениями пироксенитов, а северный выступ сложен габбро- и габбро-диабазами. Помимо магнезита с этим массивом связано месторождение гидросиликатного никеля.

Остальные проявления габбро-перидотитовой формации на территории Центрального Казахстана представлены небольшими зонами (до 20—15 км протяженностью) мелких интрузивных тел серпентинитов и габбро, приуроченных к основанию разреза геосинклинальных эффузивно-осадочных толщ и региональным разломам.

ПЕРИДОТИТ-ПИРОКСЕНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

К этой формации отнесены те интрузивные комплексы ультраосновных пород, которые, будучи связанными с ранними стадиями тектоно-магматического цикла, размещаются не в складчатых геосинкли-

нальных толщах близкого к времени их внедрения возраста, как комплексы габбро-перидотитовой формации, а выходят по глубинным разломам в краевые части геосинклинальной рамы, представляющие остатки консолидированных складчатых сооружений более древних циклов. В связи с такой особой геолого-тектонической позицией этих интрузивных комплексов формирование их происходило в условиях, отличных от условий образования габбро-перидотитовых комплексов, это определило особенности их петрографического состава и минерогении. К рассматриваемой формации относятся два каледонских интрузивных комплекса: щучинский и наиболее характерный представитель ее — улутауский.

Улутауский комплекс. Этот комплекс объединяет перидотит-пироксенитовые интрузии Улутауского антиклинория, образующие меридионально вытянутый пояс протяженностью около 180 км. Интрузии залегают либо целиком среди древних метаморфических образований антиклинория, либо занимают межформационные полости отслоения между жестким метаморфическим цоколем и более пластичными вулканогенно-осадочными породами ордовика. В первом случае они представляют типичные трещинные интрузии обычно небольших размеров, а во втором — образуют более крупные интрузивные залежи, отличающиеся большей сложностью геологического строения (Шайтантасский массив). Будучи связанными с разломами в жестком докембрийском блоке, эти интрузии во время последующих тектонических подвижек подверглись сильному динамометаморфизму, в результате чего многие интрузивные тела оказались целиком сложенными перемятыми и рассланцованными серпентинитами, а в более крупных массивах возникли отдельные полосы смятия и брекчирования с сохранившимися между ними блоками недеформированных массивных пород.

Главными петрографическими особенностями интрузий улутауского комплекса являются: 1) относительная стерильность их в отношении полевошпатовых пород (габбро и натровые гранитоиды присутствуют только в одном Шайтантасском массиве, который от других отличается своим межформационным положением); 2) большое развитие в них пироксенитов главной интрузивной фазы (бронзититов, вебстеритов, диаллагитов), нередко количественно преобладающих над перидотитами; 3) повышенная железистость породообразующих минералов (главным образом ромбического пироксена). Вся ассоциация горных пород рассматриваемых интрузий ближе всего отвечает родоначальной перидотитовой магме, которая в силу каких-то общих для всего комплекса провинциальных особенностей отличалась несколько большей железистостью и большей обогащенностью кремнекислотой, о чем свидетельствует широкое распространение здесь пироксенитов, образованных преимущественно бронзитом, переходным к гиперстену.

Характерной особенностью минерогении улутауского комплекса, наблюдаемой практически во всех без исключения массивах, является исключительно широкое развитие продольно-волокнутого хризотил-асбеста в перемятых и брекчированных серпентинитах. Масштаб этой минерализации только в одном Ишкеульмесском месторождении значительно превышает разведанные запасы асбеста месторождения Шаман-Беклеген в Карачаево-Черкесской АО, являющегося прототипом месторождений продольно-волокнутого асбеста, свойственных массивам серпентинизированных пироксенитов (карачаевский подтип, по П. М. Татаринovu). Отмечаемые в коре выветривания некоторых массивов повышенные концентрации гидросиликатного никеля и гидроокисного кобальта представляют интерес лишь с точки зрения геохимической.

Щучинский комплекс. К щучинскому комплексу отнесены развитые в зоне сочленения Кокчетавской глыбы со Степнякским синклинорием мелкие тела серпентинитов, пироксенитов, перидотитов и габбро. Они подчинены системе разломов, разбивающих окраину Кокчетавской глыбы, и образуют дугообразно изогнутый пояс протяженностью около 140 км. Большинство их располагается не среди нижнепалеозойских геосинклинальных отложений, а выходит по разломам в прилегающую окраинную часть глыбы. Это сближает интрузии щучинского комплекса с улутаускими перидотито-пироксенитовыми массивами, с которыми они имеют сходство не только в структурной позиции, но и в составе слагающих их пород и характере связанной с ними минерализации. В то же время он имеет и свои индивидуальные особенности: а) более широкое, чем в улутауском комплексе, развитие габброидных пород; б) отсутствие среди пироксенитов разностей, сложенных ромбическим пироксеном, при исключительном развитии диопсидитов (диаллагитов), что могло явиться следствием либо большего обогащения известью исходной магмы, либо более полным развитием естественных реакционных рядов последовательности образования магматических минералов (оливин—ортопироксен—клинопироксен) в условиях относительно спокойной кристаллизации магмы в жесткой раме; в) более слабые проявления хризотил-асбестовой минерализации карачаевского подтипа; г) наличие в некоторых массивах минерализации медно-никелевых сульфидов. Последняя особенность сближает интрузии щучинского пояса с офиолитовыми интрузиями «недоразвитых» геосинклиналей (например, Печенги), заложенных на неглубоко залегающем древнем консолидированном основании и не прошедших полного цикла развития.

ГАББРОВЫЕ, ГРАНИТОИДНЫЕ И ЩЕЛОЧНЫЕ ИНТРУЗИИ

ПОЗДНЕДОКЕМБРИЙСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Позднедокембрийские (байкальские) интрузии достоверно установлены пока в двух районах Центрального Казахстана. В Майтубинском антиклинории им принадлежат актасский комплекс субщелочных гранитов, а также нормальные, щелочные и нефелиновые сиениты. Второй район — Атасу-Моинтинский антиклинорий, где известен узунжальский гранитовый комплекс. Здесь же условно к рифею-венду отнесен комплекс сиенитов и граносиенитов (шумекский). Возможно также, что гнейсированные гранитоиды Новалы-Кызылэспинского антиклинория близки по возрасту узунжальским гранитам. Граниты Майтубинского и Атасу-Моинтинского антиклинориев пространственно связаны с позднерифейскими (или рифейско-вендскими) липаритовыми комплексами, завершающими позднерифейский тектоно-магматический цикл. Те и другие близки по возрасту к своим петро-геохимическим особенностям и могут рассматриваться как вулcano-плутонические ассоциации (табл. 2). Можно предполагать широкое развитие байкальских орогенных гранитоидов в Кокчетавском и Шатском антиклинориях; на обзорных геологических картах они выделяются, но скольконибудь полной характеристикой их мы не располагаем. Возраст сиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов Майтубинского и Атасу-Моинтинского антиклинориев остается спорным. Условно они описываются как позднедокембрийские. Не исключено, что сиениты, щелочные и нефелиновые сиениты Майтубинского и Атасу-Моинтинского антиклинориев синхронны габбро-сиенитовому и щелочно-гипербазитовому

Средний химический состав верхнерифейских гранитоидов и вулканитов
Атасу-Моинтинского антиклинория

Таблица 2

Число анализов	Породы	Породообразующие окислы (без H ₂ O)											Σ
		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	
5	Граниты дополнительных фаз	72,90	0,27	13,79	2,87	2,11	0,04	0,68	0,67	2,82	3,67	0,19	100,01
8	Граниты главной фазы	70,55	0,35	13,65	2,33	2,69	0,04	0,81	1,44	2,64	4,61	0,20	99,31
10	Липаритовые порфиры	71,12	0,28	13,17	2,09	1,68	0,04	1,21	1,06	1,22	4,90	0,17	96,94

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

S	a	b	c	f'	m'	a'	c'	n	t	f	Q	a/c
78,2	10,8	10,3	0,7	40,6	10,6	48,7	—	53,6	0,33	22,5	34,1	15,4
78,3	12,1	8,0	1,6	55,0	16,7	28,3	—	46,1	0,36	23,3	30,8	7,6
78,9	9,4	10,4	1,3	32,1	19,2	48,7	—	26,8	0,34	16,7	37,7	7,1

комплексам Кокчетавской глыбы и внедрились в салаирский этап магматической активизации жестких геоантиклинальных блоков.

Точно так же данные о возрасте раннегеосинклинальных ультраосновных и основных байкальских интрузий весьма противоречивы.

ГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Узунжальский комплекс. Граниты этого комплекса являются древнейшими интрузивными образованиями Атасу-Моинтинского антиклинория, ими сложены Узунжальский, Шумекский, Жамантаский, Актауский, Алабасский плутоны, объединяющиеся в единую зону, расположенную вдоль бортов верхнерифейской Атасу-Моинтинской вулканотектонической депрессии, выполненной мощными толщами кристаллотуфов и игнимбритов липаритового состава. Типовым для комплекса может служить Узунжальский плутон.

Граниты Узунжальского плутона прорывают среднерифейские толщи сланцев и кварцитов, а также залегающие выше их с угловым несогласием верхнерифейские кристаллотуфы и игнимбриты липаритового состава (порфиroidы). Обильные обломки аксессуарных минералов, свойственных гранитам комплекса, отмечены в фаунистически охарактеризованных среднекембрийских терригенно-карбонатных отложениях. Абсолютный возраст гранитов составляет 202—370 млн. лет, по данным лаборатории ИГН АН КазССР (калий-аргоновый метод по биотитам)*, для гранитов Жамантаского массива Л. В. Комлев приводит цифру 640 млн. лет ($\lambda_k=0,584$).

Узунжальский плутон вместе с развитым несколько восточнее Шумекским плутоном имеет длину около 90 км при ширине от 5 до 17 км. Для него характерна плаstopодобная форма при мощности 2—4 км. Углы падения верхней и нижней контактовых поверхностей плутона в районе Байэпше составляют около 40°, однако первичное падение их было, вероятно, гораздо более пологим. Большая часть плутона сложена среднекрупнозернистыми порфиroidными до грубопорфиroidных гранитами главной интрузивной фазы, местами переходящими в среднезернистые меланократовые разновидности. Незначительная площадь занята крупно-среднезернистыми и среднезернистыми гранитами первой дополнительной интрузивной фазы, а также средне-мелкозернистыми и мелкозернистыми мларолитовыми гранитами второй дополнительной интрузивной фазы. Выделяются также дайки и жилы гранитов, а в Шумекском плутоне — жилы и изометричные пегматитовые гнезда. Состав гранитов главной интрузивной фазы: кварц 35%, микроклин-пертит 35—40%, плагиоклаз 15—20%, биотит и мусковит до 10%. Плагиоклаз по составу отвечает альбиту — кислому олигоклазу № 10—12 до 20. Аксессуарные минералы представлены апатитом, цирконом, флюоритом, ксенотимом, касситеритом, ильменитом, сфеном и др. Для всех гранитов характерны бластогранитовые катакластические структуры. Очень интенсивно проявлены процессы площадной и локальной грейзенизации, реже — альбитизации.

Граниты Узунжальского плутона относятся к классу пород, переиспещенных алюминием и богатых щелочами. Граниты главной фазы близки к питерелитам и выборгитам (рапакиви древних щитов). По основным петрохимическим характеристикам граниты комплекса очень сходны с верхнерифейскими порфиroidами (табл. 2), существенное различие между ними заключается лишь в резком преобладании калия

* В последнее время получены по цирконам цифры в 850—1400 млн. лет (Вознесенский, 1969 г.).

Средний количественно-минеральный состав и средние петрохимические характери

Комплекс	Массив	Фазы и фации	Породы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Постмагматический альбит	Кварц	Биотит
Актасский	Усгырлытау Актасский	Главная интрузивная фация	Лейкократовый гранит	—	59,0	—	38,0	2,0
				—	56,0	8	30,0	3,0
	Актасский	Фация эндоконтактов	Граносиенит, кварц, сиенит	—	62,0	9	18,0	1,0
				—	66,0	8,0	7,0	3,0
Щелочные сиениты	Карсакпайский	I фаза	Биотит-пироксеновые сиениты	—	64,0	15,0	—	8,0
		II фаза	Гастингситовые сиениты	—	67,0	26,0	—	1,0

над натрием в вулканитах ($n=13,2-26,8$) и значительно менее резко — в гранитах ($n=38-47$). Особенно близки граниты и вулканиты рифея по содержаниям микроэлементов.

Процессы ассимиляции в гранитах практически отсутствуют. Контактные воздействия гранитов на породы кровли выражаются в развитии по филлитам мелкоузловатых роговиков с биотитом и порфиробластами андалузита, а также образовании гранат-пироксеновых и волластонитовых скарноидов по карбонатным породам среднего рифея. В подошве плутона развиты силлимонитовые роговики.

Глубина формирования плутонов узунжальского комплекса не превышает 3 км. В гравитационном поле они выделяются очень слабыми отрицательными гравитационными аномалиями.

С гранитами верхнего рифея связаны мелкие рудопоявления грейзеновой и кварцево-жильной формаций. В жилах и грейзенах отмечены скопления турмалина, флюорита, касситерита, а по данным спектральных анализов — повышенные содержания вольфрама, молибдена, висмута.

К узунжальскому комплексу условно относятся гранитоиды Мыншукурского массива*, расположенного в ядре Новалы-Кызылэспинского антиклинория. Массив вытянут в субмеридиональном направлении почти на 75 км при ширине около 10—15 км. Гранитоиды прорывают кварциты рифея (горы Бестау) и перекрыты венлок-лудловскими терригенными образованиями. Две цифры абсолютного возраста (калий-аргоновый метод) приводятся для мыншукурских гранитов А. Н. Нурлыбаевым (1963): 410 млн. лет (мусковит из гранитов I фазы) и 446 млн. лет (биотит из гранитов II фазы). Массив сложен гранитоидами (катаклазированными) трех интрузивных фаз: I — средне-крупнозернистые нормальные и меланократовые плагиограниты, реже гранодиориты; II — средне-крупнозернистые биотитовые и двуслюдяные граниты; III — мелкозернистые граниты.

* Возможно, что к узунжальскому комплексу здесь относятся лишь двуслюдяные граниты, другие же гранитоиды могут иметь более молодой (верхнеордовикский?) возраст.

Таблица 3

стики позднедокембрийских гранитоидов Южного Улутау (по И. З. Филиппович)

Амфи-бол	Акцес-сорин	S	a	c	b	f'	m'	a'	c'	n	a/c	Q
—	1,0	83	11,8	1,2	4,0	49,2	37,7	13,1	—	41,8	9,8	+41,2
—	3,0	81,4	14,6	0,9	3,6	59,5	20,9	16,2	—	47,9	16,2	+32,2
7,0	3,0	80,4	13,8	1,3	4,5	64,3	14,9	20,8	—	48,8	10,6	+31,9
12,0	4,0	73,4	14,0	1,8	11,0	49,5	25,5	25,8	—	57	7,8	+16,6
12,0 Пи-рок-сен	1,0	68,1	18,9	2,1	10,1	86,1	11,9	—	2,0	58,7	9,0	—3,7
6,0		73,0	19,0	1,3	6,7	52,5	4,3	43,2	—	60,7	14,6	+6,7

ФОРМАЦИЯ ЛЕЙКОКРАТОВЫХ И СУБЩЕЛОЧНЫХ ГРАНИТОВ

Актасский комплекс. Субщелочные калиевого типа граниты представляют собой в Южном Улутау комплекс наиболее молодых гранитов докембрия (Филиппович, 1969). Данных о существовании их в Северном Улутау нет. В Южном Улутау к этому комплексу относятся массивы Усгырлытау, Жаксы-Котр, Актасский и два мелких тела к югу от Актасского массива. Они размещены на западном крыле Матюбинского антиклинория и приурочены к Кыштавской зоне разломов, отделяющих Майтюбинский антиклинорий от Байконурского синклинория.

Субщелочные граниты прорывают кислые эффузивы актасской свиты, принадлежащей к коксуйской серии верхнего докембрия. В виде останцов кровли в некоторых массивах сохранились ороговикованные сланцы более древних серий. Верхний возрастной предел субщелочных гранитов установлен по присутствию их гальки в конгломератах самой верхней улутавской серии докембрия. Абсолютный возраст гранитов определен как альфа-свинцовым, так и свинцово-изотопными методами. Он составляет 610 ± 50 млн. лет (Зайцев, Зыков, Краснобаев, Ступникова, Филиппович, 1968).

Массивы субщелочных гранитов в плане имеют линейно-вытянутую форму с длиной, в 7—10 раз превышающей ширину: Актасский массив $20 \times 2,5$ км, массив Усгырлытау $12 \times 1,5$ км. Контактные изменения вмещающих пород незначительны — зоны ороговикования составляют несколько десятков метров и роговики очень тонкозернисты. Интрузии являются однофазными и сложены в большей своей части лейкократовыми биотитовыми гранитами среднезернистой неравномернотекстуры. Граниты заметно катаклазированы, но преобладают разности массивной текстуры. Эндоконтактная фация развита очень незначительно и не повсеместно. В Актасском массиве эндоконтактная фация представлена гастингситовыми граносиенитами и кварцевыми сиенитами, образовавшимися в результате взаимодействия магмы и сланцев кварцево- и полевошпато-амфиболового состава.

Граносиениты и кварцевые сиениты узкой (300—400 м) полосой окружают провесы кровли. В восточной эндоконтактной части массива Усгырлытау в полосе шириной 500—700 м развиты мелкозернистые граниты. Жильная серия бедна в качественном и количественном отношении и представлена лепидомелановыми мелкозернистыми гранитами.

Отличительной чертой минерального состава гранитов, связанной с их повышенной щелочностью, является отсутствие первичного плагиоклаза. Калиевый полевой шпат представлен максимальным микроклином с рентгеновской триклинностью 0,91—0,95, $-2V=84-87^\circ$. Граниты интенсивно изменены в постмагматическую стадию, альбитизированы и биотитизированы. В химическом отношении граниты характеризуются повышенным содержанием щелочей (до 10%) и высокой железистостью. Перечисленные особенности гранитов актасского комплекса характеризуют их как трещинные интрузии повышенной щелочности.

С субщелочными гранитами, по данным абсолютного возраста, сингенетичны зоны альбитизации и флюоритизации со специфической рудной минерализацией.

ФОРМАЦИЯ СИЕНИТОВ, ЩЕЛОЧНЫХ И НЕФЕЛИНОВЫХ СИЕНИТОВ

*Сиениты Карсакпайского массива**. Карсакпайский массив расположен в осевой части Майтубинского антиклинория, в 17 км к западу от пос. Карсакпай. Вмещающими породами являются сланцы кособинской свиты жийдинской серии, слагающие антиклиналь. Массив относится к центральному типу, имеет в плане концентрическое строение и состоит из трех зон, по-видимому, отвечающих трем фазам внедрения. Центральная часть массива имеет по геофизическим данным (Г. И. Колчин, Ю. А. Строкин, 1966-г) крутые контакты ($50-80^\circ$), падающие в стороны от массива. Она сложена биотито-пироксеновыми сиенитами крупнозернистой структуры, массивной текстуры. Пироксен представлен эгирин-авгитом. В сиенитах отмечены многочисленные включения площадью в десятки квадратных метров, полевошпато-амфиболовых и полевошпато-биотитовых сланцев из вмещающих толщ. Они, так же как и вмещающие породы, подверглись сиенитизации и альбитизации. По химическому составу биотито-пироксеновые сиениты занимают промежуточное положение между щелочными и щелочно-земельными типами пород.

Внешняя зона имеет ширину 500—600 м и сложена гастингситовыми сиенитами мелко-среднезернистой структуры. Текстура плоскопараллельная, с падением к центру массива на западе под углами $15-20^\circ$, а на севере и востоке $50-80^\circ$. Гастингситовые сиениты, по-видимому, представляют вторую интрузивную фазу массива, внедрившуюся по коническим расколам. Средняя зона массива шириной 250—300 м представляет третью интрузивную фазу и сложена весьма лейкократовыми щелочными сиенитами мелко-среднезернистой структуры. Жильная серия представлена щелочными сиенит-аплитами, щелочными лампрофирами, роговообманковыми монцонитами и нефелиновыми эгирин-авгитовыми сиенитами.

Данные о возрасте сиенитов Карсакпайского массива не однозначны. Определения уран-свинцовым методом по аксессуарному циркону дали цифры 990 ± 70 млн. лет (Зайцев, Зыков, Краснобаев, Ступникова, Филиппович, 1968). Определения по тем же цирконам альфа-свинцовым методом дали цифры 625 ± 60 млн. лет.

* Автор И. З. Филиппович.

Шумекский комплекс. В этот комплекс входят сиениты, прорывающие рифейские граниты Шумекского плутона. Они обнажаются в глубоко эродированной сводовой части верхнеордовикской Шумекской антиклинальной зоны. Судя по изучению глубинных ксенолитов в поздних дайках, сиениты в слепом залегании развиты на обширной площади. Верхняя возрастная граница интрузий определяется по пересечению сиенитов интрузиями верхнего ордовика.

Сиениты образуют асимметричные воронкообразные купола с площадью 1,5 км² и более, окруженные зонами (мощность 50—900 м) краевых гнейсов — мелкозернистых гнейсовидных и плейчатых пород очень непостоянного состава (от граносиенитов до амфиболитов), возникших за счет гранитов рифея. Глубина формирования сиенитовых куполов превышает 5—6 км. Характерно, что выходам сиенитов отвечают гравитационные максимумы, что может свидетельствовать об относительно неглубоком залегании под ними плотных масс основного состава. Среди пород комплекса могут быть выделены средне-крупнозернистые сиениты (и граносиениты), фации ядра и среднезернистые гнейсовидно-полосчатые сиениты (и граносиениты) краевой фации. В зонах экзоконтактов куполов, реже в сиенитах самих куполов развиты дайки сиенит-порфиров и микросиенитов.

Состав средне-крупнозернистых сиенитов такой: кварц 3—8%, микроклин-пертит (решетчатый, $2V = \pm 90^\circ$) 64—85%; плагиоклаз 0—20%, роговая обманка 5—12%, биотит 0—3%. Структуры гипидиоморфнозернистые с довольно резко проявленным ксеноморфизмом темноцветных минералов и аллотриоморфные. Плагиоклаз I генерации отвечает олигоклазу № 20—22, плагиоклаз II генерации и альбит пертитов замещения — альбиту № 5—10. Количество метасоматического альбита достигает 5—60%, значительная его часть приходится на долю пертитов замещения и шахматный альбит. Амфибол представлен роговой обманкой повышенной щелочности или гастингситом, реже арфведсонитом. Аксессуары минералы представлены титаномагнетитом, бурым цирконом, сфеном и апатитом. Сиениты относятся к породам нормального ряда, насыщены кремнекислотой и пересыщены щелочами. По содержанию микроэлементов сиениты близки к рифейским гранитам.

САЛАЙРСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Кембрийские и раннеордовикские интрузивные породы, принадлежащие салайрской тектоно-магматической эпохе, распространены в Центральном Казахстане менее всех других. Они известны в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории и Ерементау-Ниязском и Бошекульском антиклинориях, где раннекаледонский возраст их твердо доказан геологическими и радиологическими данными. В других же районах — в Кокчетавском, Бурунтауском, Атасу-Моинтинском и Северо-Балхашском антиклинориях салайрские интрузии выделяются либо только по цифрам абсолютного возраста, либо в значительной мере предположительно. Среди рассматриваемых интрузивных пород обособливается две группы комплексов. Одна проявлена в геосинклинальных зонах и включает такой ряд комплексов: дунит-пироксенит-габбровые (нижний кембрий), габбро-плагиогранитовые (средний кембрий) — гранодиоритовые (нижний ордовик). Вторая группа характерна исключительно для унаследованных геоантиклинальных блоков, играющих роль срединных массивов; известна пока только в Кокчетавской глыбе, где представлена перидотит-пироксенит-норитовым и ще-

лочно-ультраосновным комплексами. К этой же группе, вероятно, относится и желандинский габбро-сиенитовый комплекс Кокчетавской глыбы, но кембрийский возраст его условен.

ДУНИТ-ПИРОКСЕНИТ-ГАББРОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Дунит-пироксенит-габбровые интрузии, известные только в каледонидах Центрального Казахстана, обладают рядом некоторых характерных признаков, позволяющих сопоставлять их с дунит-пироксенит-габбровыми интрузиями платиноносного пояса Урала. В Центральном Казахстане эти интрузии распространены незначительно; общая их площадь составляет всего 160 км². Интрузии рассматриваемой формации, в отличие от альпинотипных габбро-перидотитовых интрузий, связаны с региональными разломами, вероятно, меньшей глубинности, возникшими не в краевых, а в средних частях геосинклинальных прогибов; они обнаруживают большую сложность своего геологического строения, указывающую на имевшие место явления дифференциации в камере plutона. Главным отличительным признаком их является наличие резко обособленных тел бесполовошпатовых ультраосновных пород, заключенных в более крупных массивах габбро, а также присутствие в верхних частях массивов кислых дифференциатов габбровой магмы (диоритов, плагиогранитов). Наиболее типичными представителями таких интрузий являются массивы Тесиктас и Акшоко, в Северном Прибалхашье, массив Шалгия в Бетпак-Дале, Саранский массив в Агадырском районе, Коржункольский массив в северной части гор Еремантау.

Основные породы, слагающие главную массу массивов, представлены нормальными габбро, оливиновыми габбро и тылаитами. Бесполовошпатовые ультраосновные породы представлены почти исключительно дунитами и пироксенитами; перидотиты, как правило, отсутствуют. Дуниты образуют в этих массивах или небольшие шпирсы, или более крупные тела («ядра»), резко обособленные от окружающих габбро. Пироксениты (диаллагиты и оливиновые диаллагиты) слагают неправильные полосы или линзовидные обособления в зоне контакта дунитов и габбро. Среди жильных образований этих интрузий отмечены разнообразные плагиоклазо-роговообманковые породы (типа уральских иситов, павдитов, единитов и пр.), габбро-пегматиты, диориты, плагиограниты.

В отношении полезных ископаемых дунит-пироксенит-габбровые комплексы Восточного Казахстана являются сравнительно бедными: с ними связаны только незначительные проявления минерализации хризотил-асбеста и магнезита, а также редкие находки платиноидов.

Шалгиинский комплекс. Шалгиинская зона основных и ультраосновных интрузий, расположенная в северной части Бетпак-Далы (Бурунтауский антиклинорий), приурочена к полосе каледонских складчатых структур, представляющей собой северо-западное ответвление Чу-Балхашской зоны каледонид.

Шалгиинская зона включает сложный Шалгиинский пироксенито-габбровый массив и два небольших массива ультрабазитов, расположенных к юго-востоку от последнего. Шалгиинский массив, расположенный в ур. Шалгия, между горами Куу и Мунглу, обнажается в виде нескольких разобщенных четвертичными образованиями тел, несогласно перекрытых кайдаульской свитой девона. В составе этого массива преобладающее развитие имеют породы габбровой группы и их метаморфические производные; подчиненное положение занимают ультраосновные породы, представленные преимущественно пироксенитами и

серпентинизированными оливиновыми пироксенитами. Собственно серпентиниты наблюдались только в северной части массива, где они представлены сильно дезинтегрированными и выветрелыми разностями, залегающими в виде небольших тел среди поля сплошного развития габброидов и иногда — пироксенитов. Характер взаимоотношения основных и ультраосновных пород и общая структура Шалгиинского массива позволяют рассматривать его как аналог массива Тесиктас и отнести к дунит-пироксенит-габбровой формации.

На породах Шалгиинского массива развита древняя кора выветривания, особенностью которой является наличие чрезвычайно широкого распространения монтмориллонитовых образований, характерных для коры выветривания габбровых пород. Обычный состав продуктов древнего выветривания в этом районе представляет смесь монтмориллонита с гидрохлоритом, каолинитом и гидрослюдами и характеризуется низким содержанием гидросиликатов никеля.

Саранский комплекс. Ультраосновные и основные породы этого комплекса в Атасу-Моинтинском антиклинории в районе гор Ортау и Космурун (в 40 км западнее ст. Агадырь Карагандинской ж. д.) слагают сравнительно крупный Саранский серпентинито-габбровый массив* и ряд небольших интрузивных тел аналогичного состава, расположенных к юго-востоку от последнего. Вмещающими породами для этих массивов, являются породы докембрия. Большую часть площади Саранского массива слагают различные габброиды, представленные нормальными и меланократовыми габбро, среди которых наблюдаются шлировые обособления крупнокристаллических пегматоидных разностей. Значительно меньшее распространение в пределах этого массива имеют серпентиниты, образовавшиеся по существу оливиновым породам типа дунитов и испытавшие под воздействием более молодых интрузий гранитов сильную перекристаллизацию. Поэтому в большинстве случаев они превращены в почти мономинеральные антигоритовые разности, не содержащие реликтов магматических минералов и реликтов первичных структур. Серпентиниты образуют среди габбро шлировые обособления, иногда довольно значительные по площади. В контакте с серпентинитами габбро приобретают меланократовый характер, типа тылаитов, и почти всегда содержат в своем составе оливин и зеленую шпинель (плеонаст). Петрографический состав и строение Саранского массива позволяют относить его к дунит-пироксенит-габбровой формации.

Коржункольский комплекс. Наиболее крупным массивом этого комплекса является Коржункольский площадью всего около 8 км². Он сложен средне- и крупнозернистым, иногда порфириновидным габбро полосчатой или массивной текстуры. Состав габбро варьирует от меланократовых до лейкократовых, нередко кварцсодержащих разностей; плагиоклаз в них принадлежит битовниту (№ 80—88, в кварцевых габбро — лабрадору № 60), а пироксен — диаллагу, почти нацело амфиболизированному. Среди габбро отмечаются небольшие тела (шлиры?) пироксенитов и серпентинитов. И. Ф. Трусова (Старостина и др., 1941 г.) связывает платиноносность Коржункольского месторождения россыпного золота с этими габброидами. Нижнекембрийский возраст комплекса определяется условно; габбро перекрыты ордовикскими песчаниками, а с более древними образованиями контакт их тектонический. По составу этот комплекс отличается от среднекембрийского габбро-

* Саранский массив и другие мелкие тела габброидов Атасу-Моинтинского антиклинория А. В. Авдеев считает верхнеордовикскими. (Прим. ред.).

плагиигранитового и петрохимически близок к позднекембрийским и нижнекембрийским эффузивам.

Тюретайский комплекс. Этот комплекс включает интрузии (общей площадью 40,6 км²), приуроченные к срединной части Казык-Итмурундинской антиклинали Северо-Балхашского антиклинория, где они образуют зону длиной 47 км. Они характеризуются преобладающим развитием габбро при подчиненном значении бесполовошпатовых ультраосновных пород и относятся к дунит-пироксенит-габбровой формации. Наиболее характерным представителем интрузивов тюретайской зоны является дунит-габбровый массив Тесиктас, залегающий в толще порфиритов, диабазов и яшмокварцитов предположительно нижнекембрийского возраста. Массив имеет в плане неправильную с причудливыми контурами форму и с юго-востока обрывается крупной интрузией ранневарисских гранитов. В строении массива Тесиктас обращает на себя внимание резко обособленное в его северо-восточной части тело («ядро») дунитов, имеющее форму вытянутой в северо-западном направлении линзы площадью около 3 км². Наибольшая часть площади массива Тесиктас занята габброидами, среди которых различаются нормальные габбро, амфиболитизированные габбро, габбро-диабазы и кварцевые габбро с гранофировой структурой. В зоне контакта с дунитами среди габбро появляется характерный комплекс пород, представленный пироксенитами, шпинельсодержащими оливиновыми и плагиоклазовыми пироксенитами и оливиновыми габбро типа тылаитов. Все эти породы имеют постепенные переходы к габбро. Наличие их в зоне контакта дунитов и габбро свидетельствует о том, что здесь, так же как и в массивах Уральской платиноносной формации, имело место реакционное взаимодействие между габбровым расплавом и уже затвердевшим дунитовым ядром.

Жильные породы массива Тесиктас представлены несколькими разновидностями плагиоклазо-роговообманковых пород, весьма сходных по структуре и составу с меланократовыми жильными породами интрузий Уральской платиноносной формации. К северо-западу от дунито-габбрового массива вскрывается вытянутое в северо-западном направлении тело диоритов и плагиигранитов, тесная пространственная связь которых с габброидами позволяет допустить, что они представляют, вероятно, внешнее окаймление дунит-габбрового массива, лишь частично обнажающееся из под кровли вмещающих пород.

В целом дунит-габбровый массив Тесиктас имеет сходство с дунит-пироксенит-габбровыми массивами платиноносного комплекса Урала, что и позволяет его отнести к дунит-пироксенит-габбровой формации. Остальные массивы Тюретайской зоны, значительно меньшие по размерам, имеют также преимущественно габбровый состав и протягиваются узкой полосой к северо-западу от Тесиктасского массива. Возможно, к тюретайскому комплексу относится также пироксенито-габбровый массив Акшоко, расположенный в широтной ветви Северо-Балхашского антиклинория (к югу от Саяка), хотя для него не исключается силурийский возраст.

ГАББРО-ПЛАГИОГРАНИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Раннекаледонские габбро-плагиигранитовые комплексы известны пока только в трех районах Центрального Казахстана, отличающихся широким развитием кембрийских вулканогенных образований — Еремантауском, Боцекульском антиклинориях и Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории.

Касымский и кульбайский комплексы. Массивы обоих комплексов размещены исключительно среди ниже-среднекембрийских эффузивных образований бошекульской серии, с которыми имеют активные контакты. Верхняя возрастная граница их определяется трансгрессивным перекрытием плагиогранитов (правобережье р. Селеты) и габбро (рудник Торткудук) фаунистически охарактеризованными отложениями верхнего кембрия — нижнего ордовика. Целый ряд фактов убедительно свидетельствует в пользу комагматичности вулканитов бошекульской серии и пород рассматриваемых комплексов. Это и сопоставление с подобным комплексом Чингизского антиклинория, перекрытым толщей с фауной среднего кембрия, позволяет считать среднекембрийский возраст кульбайского и касымского комплексов достаточно обоснованным. Массивы этих комплексов невелики по размерам (до 5 км²), имеют форму вертикальных или круто наклоненных и тупо оканчивающихся пластинообразных тел, реже штоков и лакколитов (граносиениты и, возможно, плагиограниты). Габбровые интрузивы, как правило, обладают хорошо выраженными структурами течения как плоскостными, так и линейными, горизонтальные следы которых всегда согласны с удлинением тел. Экзоконтактовые метаморфические преобразования заметно проявлены лишь в связи с гранитоидными телами; ореолы амфиболовых роговиков вокруг них имеют мощность до 300 м.

Касымский комплекс сложен амфиболовыми габбро и несколько преобладающими плагиогранитами, взаимоотношения между которыми нигде не наблюдались. В габбро наряду с альбитизированным плагиоклазом и обыкновенной роговой обманкой (около 65%) отмечается примесь моноклинного пироксена. Плагиограниты всегда катаклазированы, обладают то равномернозернистой, то порфиroidной структурой и состоят из значительно измененного олигоклаза (35—70%), небольшого количества микроклин-пертита (0—15%), кварца (25—40%) и акцессориев—апатита, сфена, магнетита, более редкого циркона. Весьма широко развиты плагиогранит-порфиры и плагиосиенит-порфиры, по составу близкие к кислым лавам вмещающей бошекульской серии; по всей вероятности, среди них есть и субвулканические интрузии, но выделить их трудно. Порфиры нередко березитизированы и золотоносны, они считаются источником россыпного золота в Коржункольском районе (Ерементау-Ниязский антиклинорий).

Кульбайский многофазный комплекс включает пироксениты, габбро, плагиогранодиорит-порфиры, граносиениты, сиениты и плагиосиениты. Наиболее ранние внедрения представлены габбро, иногда содержащими шлировые тела пироксенитов; затем, по-видимому, следовали плагиограниты с гибридными плагиогранодиорит-порфиrowыми и кварцдиоритовыми фациями; наиболее поздними являются граносиениты и сиениты. Внедрение габбро было, вероятно, двукратным. Граносиениты и сиениты прорывают габбро, но взаимоотношения тех и других с плагиогранодиорит-порфирами неизвестны. В количественном отношении незначительно преобладают габбро.

Габбро представлены несколькими разновидностями — нормальными амфиболовыми, кварцевыми и кварцево-микроклиновыми. Наиболее распространенные амфиболовые габбро содержат примерно равные количества обыкновенной роговой обманки и альбитизированного лабрадора (№ 49—53), диаллага (до 10%), а также ильменит, магнетит, апатит, сфен. В кварцево-микроклиновых габбро плагиоклаз более кислый (№ 40—54) и отмечается примесь биотита. Граносиениты и кварцевые сиениты состоят из микроклин-пертита и антипертита (№ 17—68%), альбита № 2—5 (18—63%), кварца (7—21%), биотита

(1,5—10%) и аксессуарив — апатита, сфена, ильменита и магнетита: сиениты отличаются от них лишь отсутствием кварца, отмечаются также и плагиосиениты. В плагиогранодиорит-порфирах и плагиогранит-порфирах наблюдаются значительные вариации в количественных соотношениях главных породообразующих минералов; олигоклаз—андезина № 28—30 (40—60%), кварца (15—25%), хлоритизированных биотита и роговой обманки (до 20%). Среди жильных пород выделяются габбро-порфиры, плагиограниты, альбититы, граносиенит- и гранит-аплиты, спессартиты.

По химическому составу описанные интрузивные породы не отличаются значительно от габбро-плагиогранитовых серий других регионов и подобны бошекульскому базальт-трахиандезитовому комплексу, среди которого они размещены. В геохимическом отношении они, подобно бошекульским вулканитам, характеризуются повышенными против кларка содержаниями золота, молибдена, меди и др. Все это позволяет уверенно говорить о родстве габбро-гранитоидного и базальт-трахиандезитового комплексов.

С кульбайским комплексом парагенетически связано молибденово-медное колчеданное оруденение с кобальтом, золотом и платиоидами.

Как видно, рассматриваемые среднекембрийские комплексы несколько отличаются по вещественному составу и принадлежат разным субформациям габбро-плагиогранитовой формации с такими дифференциационными рядами: габбро — кварцевое габбро (кварцевый) диорит — плагиогранодиорит) — плагиогранит и габбро — кварцевое сиеногаббро — граносиенит — сиенит.

Карасуйский комплекс. В современной тектонической структуре массивы карасуйского комплекса образуют пояс длиной около 400 км, в большей своей части совпадающий с осевой зоной Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Отдельные массивы известны и в других частях мегантиклинория. Пояс контролируется серией региональных разломов, из которых наиболее значительный Централно-Чингизский достигает ныне «базальтового» слоя коры. Массивы вне пояса также неизменно приурочены к более или менее значительным разломам. Общим для всех плутонов карасуйского комплекса является их согласная с региональными складчатыми структурами ориентировка. Они имеют активные контакты с фаунистически охарактеризованными осадочно-вулканогенными образованиями верхов нижнего и низов среднего кембрия; Кан-Чингизский массив (Чингизский антиклинорий) перекрыт песчаниками с фауной второй половины среднего кембрия.

Чаще всего площадь габбровых и плагиогранитовых тел измеряется первым десятком квадратных километров и лишь редко достигает 20—25 км² (Карасуйский и Тундыкский массивы). Подавляющая часть плагиогранитовых тел — трещинные интрузии, иногда увенчанные лакколитообразной «шапкой»; габбро образуют дайкообразные тела и штоки. Последовательность внедрения устанавливается по четко наблюдаемым интрузивным контактам между породами разных фаз: габбро-плагиограниты — натровые аляскиты. Жильные породы — плагиограниты, гранодиорит-порфиры, плагиоаплиты, диабазовые и диоритовые порфиры — не слишком обильны. Со второй, плагиогранитовой фазой бывают связаны довольно значительные по масштабам проявления гибридизма. Обилие в гибридных породах разной степени переработанных ксенолитов, среди которых можно опознать обломки вмещающих пород, говорят о том, что магна загрохнулась посторонним материалом уже на уровне становления плутонов. Из гибридных по-

род более широко развиты плагиогранодиориты, затем идут кварцевые диориты и диориты, габбро-диориты. В площадном отношении среди пород комплекса резко преобладают плагиограниты и плагиогранодиориты. Контактные ореолы роговиков имеют мощность до 500 м; с натровыми аляскитами связаны глубокие метасоматические преобразования вмещающих кислых лав с образованием гранитоподобных пород.

Габбро.— крупно- и среднезернистые породы с габбровой или офитовой структурой, либо же мелкозернистые порфириовидные. Они состоят из лабрадора № 52—55 (40—70%), обычно нацело измененного, амфиболитизированного и хлоритизированного авгита, апатита и рудного минерала; редко встречается хлоритизированный биотит.

Диориты и кварцевые диориты представляют собой гибридные образования; они средне- и мелкозернистые, иногда порфириовидные; альбитизированный и серицитизированный плагиоклаз составляет 45—70% объема породы, остальная часть его падает на роговую обманку и кварц, из аксессуарных присутствуют апатит и титаномагнетит. Помимо роговообманковых встречаются и пироксеновые диориты, связанные с первыми постепенными переходами и содержащие до 15—20% моноклинного пироксена. В кварцевых диоритах содержание кварца достигает 12—15%.

Плагиогранодиориты характеризуются массивным крупно-среднезернистым, изредка порфириовидным сложением, не очень выдержанным составом. Они содержат зональный плагиоклаз (средний состав отвечает № 33—48), обыкновенную роговую обманку (20—30%), часто замещенную волокнистым амфиболом, от 15 до 22% кварца, примесь биотита, апатита, циркона, сфена, титаномагнетита; калиевый полевой шпат отмечается лишь в виде разведенных остатков в антипертитах замещения.

Плагиограниты — средне-крупнозернистые, в той или иной мере порфириовидные, иногда даже контрастно порфириовидные породы. Они обладают гранитовой, очень редко микропегматитовой структурой и состоят из альбита и альбит-олигоклаза № 3—13 (40—70%), кварца (25—40%) и калиевого полевого шпата, количество которого обычно не превышает 7—10%, но чаще он отсутствует; темноцветный минерал представлен исключительно хлоритизированным биотитом (3—5%), а из аксессуарных отмечены апатит, циркон, сфен, магнетит и ильменит.

Натровые аляскиты обычно порфириовидные с мелкозернистой главной массой породы. В составе их преобладает плагиоклаз № 5—15 (60—70%), с которым кварц образует иногда графические сростания; калиевый полевой шпат присутствует в ничтожном количестве, а из темноцветных отмечается примесь полностью хлоритизированного биотита; аксессуарные минералы — апатит, циркон, сфен.

Из аксессуарных элементов для наиболее распространенных пород карасуйского комплекса — плагиогранитов характерны кобальт, медь, серебро, молибден, количество которых превышает кларк для гранитоидов. Относительно химизма и родственной связи пород карасуйского и вулканитов нижнего — среднего кембрия можно повторить все связанное выше для кульбайского и касымского габбро-плагиогранитовых комплексов.

В последние годы в Чингизском антиклинории открыто медно-колчеданное с молибденом месторождение, для которого предполагается парагенетическая связь с карасуйским габбро-плагиогранитовым комплексом.

ГРАНОДИОРИТОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Наиболее поздние интрузии салаирского тектоно-магматического цикла представлены торткудукским комплексом малых интрузий, развитым в Бошекульском антиклинории, и чаганским гранодиоритовым комплексом Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория.

Торткудукский комплекс представлен гипабиссальными породами — диорит-порфиритами, кварцевыми диорит-порфиритами и сиенит-порфирами. Чаще всего это дайковые интрузии мощностью до 5—7 м и длиной до 30 м, реже они имеют штокообразную форму. Пространственно интрузии этого комплекса связаны с полями развития эффузивов торткудукского комплекса, но в то же время они являются отчетливо послескладчатыми, так что субвулканическая природа, по крайней мере часть из них, исключается. Обломки сходных пород встречаются в средне-верхнеордовикских терригенных толщах. С малыми интрузиями парагенетически связаны золото-полиметаллическое колчеданное месторождение и баритово-жильное медное месторождение.

Чаганский комплекс. Известно несколько наиболее крупных массивов чаганского комплекса — Кендыктинский, размещенный в одноименном синклинории, Чаганский и ряд безымянных тел, вытянутых в цепочку более чем на 100 км вдоль юго-западного крыла Чингизского антиклинория.

Кендыктинский массив имеет форму асимметричного лакколита с трещинным подводящим каналом. Он сложен среднезернистыми биотитовыми гранодиоритами, переходящими в эндоконтакте в мелкозернистые роговообманково-биотитовые; из дайковых пород отмечаются аплиты, гранодиорит-порфиры и лампрофиры. Гранодиориты главной фации по большей части равномернозернистые, реже порфировидные. Средний состав их такой: плагиоклаз, иногда зональный (ядро № 29—30, края № 2—10) 42%; микроклин-пертит 23%, кварц 21%; хлоритизированный биотит 12%, апатит и рудный минерал 2%. По химизму гранодиориты близки к типовому составу. Кендыктинские гранодиориты имеют активный контакт с условно верхнекембрийскими толщами, а в сарыбидаикской свите нижнего — среднего ордовика отмечаются обильные обломки сходных с ними гранодиоритов. На р. Шидерты близ железной дороги наблюдается и непосредственное налегание конгломератов сарыбидаикской свиты на гранодиориты.

ФОРМАЦИИ ПОСТКОНСОЛИДАЦИОННОЙ АКТИВИЗАЦИИ

К группе постконсолидационных магматических образований отнесены три формации, каждая из которых в Центральном Казахстане представлена одним интрузивным комплексом: перидотит-пироксенит-норитовая — златогорским, габбро-сиенитовая — желандинским, щелочно-ультраосновная — красномайским. Все три комплекса развиты в пределах Кокчетавской глыбы, связаны с ее тектоно-магматической активизацией в каледонское время и обнаруживают черты платформенного магматизма.

Златогорский комплекс первичнорасслоенных перидотит-пироксенит-норитовых интрузий Кокчетавской глыбы включает известные здесь ранее (по работам Е. Д. Шлыгина, М. В. Ташининой, И. И. Бока, Н. А. Елисеева и М. А. Абдулакабировой) Златогорский, Челкарский и Цуриковский массивы и выявленные в последние годы геофизическими исследованиями и бурением Чкаловский, Дубровский и другие массивы, целиком погребенные под покровом рыхлых кайнозойских отложе-

ний. Геолого-петрографическое изучение этих массивов показало, что они являются совершенно особыми интрузивными образованиями, резко отличными от широко распространенных в Казахстане интрузий ультраосновных и основных пород, принадлежащих к формациям геосинклинальной стадии развития складчатых систем. Все они представляют сравнительно крупные (площадью до 70 км²) расслоенные на целый ряд дифференциатов интрузии, внедрившиеся по зонам разломов в древние метаморфические породы Кокчетавской глыбы. В противоположность офиолитовым интрузиям в них хорошо выражены первично-полосчатые структуры и псевдостратификация (скрытая и ритмическая слоистость).

Массивы златогорского комплекса сложены преимущественно разновидностями основных пород, совершенно не свойственными офиолитовым интрузиям, но зато очень характерными для расслоенных интрузий платформенных комплексов: габбро-норитами, норитами, оливинowymi норитами, троктолитами. Ультраосновные дифференциаты, количественно почти всегда уступающие норитовым породам, представлены пироксенитами, перидотитами, шрисгеймитами, дунитами; характерно наличие переходных разновидностей между основными и ультраосновными породами (плагноклазовые пироксениты, плагноклазовые перидотиты, гарризиты и пр.), чего не наблюдается в офиолитовых комплексах. Тот факт, что все породы этих массивов, залегающих среди глубоко метаморфизованных кристаллических сланцев, гнейсов и амфиболитов докембрия, не несут следов регионального метаморфизма, еще раз свидетельствует о посторогенном характере интрузий, позволяющем связывать их внедрение с тектономагматической активизацией Кокчетавской глыбы. Эта активизация, вызванная складчатыми движениями в окружающих раннепалеозойских геосинклиналях, проявилась образованием в жестком метаморфическом фундаменте глыбы крупных расколов и внедрением по ним основной магмы, которая при последующей дифференциации в интрузивных камерах и дала массивы рассматриваемого комплекса. Это же подтверждает и абсолютный возраст интрузий 517—540 млн. лет. (определения по биотиту аргоновым методом). Своеобразие металлогении интрузий златогорского комплекса состоит в том, что все они несут сульфидную медно-никелевую минерализацию с постоянной ассоциацией минералов: пирротин + пентландит + халькопирит + мангетит, типичной для всех сульфидных медно-никелевых месторождений, связанных с первично-расслоенными платформенными интрузиями.

Все приведенные данные по геологии, петрологии и минералогении интрузий ультраосновных и основных пород Кокчетавской глыбы вполне однозначно позволяют определять принадлежность этого комплекса к формации первичнорасслоенных (стратиформных) платформенных интрузий, которую по составу преобладающих пород Н. П. Михайлов (1966) предлагает называть перидотит-пироксенит-норитовой.

В своем пространственном размещении интрузии златогорского комплекса подчиняются определенной закономерности: почти все они точно ложатся на пересекающую Кокчетавскую глыбу в северо-восточном направлении крупный глубинный разлом, который Е. Д. Шлыгин (1962) считается важнейшей структурной линией Северного Казахстана и который не проявляется в геофизических полях и потому, видимо, отсутствует на геологических картах всех последних изданий. Существование этого разлома теперь уже обосновывается не только геологическими соображениями и фактами несогласных взаимоотношений между простираниями допалеозойских складок в отдельных блоках Кокчетавской глыбы (Шлыгин, 1946, 1962), но и явлениями ин-

трузивного магматизма. Важно отметить, что к этому же разлому на юго-западе, за пределами Кокчетавской глыбы, в урочище Джаркаинагач приурочен девонский Кубасадырский массив монцонит-сиенитов и содалит-нефтелиновых сиенитов и связанных с ними псевдолейцитовых пород.

Типовым массивом златогорского комплекса является Златогорский массив, сложенный разнообразными основными и ультраосновными породами от анортозитов и лейкократовых норитов до перидотитов и дунитов. Эти породы прорываются небольшими телами микрогаббро- и мелкозернистых полосчатых габбро-диоритов дополнительной интрузивной фазы и секутся дайками диабазов, горнблендитов, керсантитов, спессартитов, а также жилами разнообразных по составу пегматитов.

Все разновидности основных и ультраосновных пород Златогорского массива несут сингенетическую сульфидную медно-никелевую минерализацию в виде рассеянной вкрапленности пирротина, пентландита, халькопирита и иногда пирита. Наиболее интересными в отношении сульфидной минерализации являются ультраосновные дифференциаты интрузии: перидотиты и пироксениты нижней расслоенной серии и дуниты центрального тела средней зоны, где в ряде буровых скважин уже были встречены интервалы керна с богатой вкрапленностью никелистого пирротина и пентландита. Кроме такой вкрапленной сингенетической сульфидной минерализации в Златогорском массиве местами наблюдается и эпигенетическая минерализация в виде тончайших жилок сплошных сульфидов или пленок пирротина, халькопирита и пентландита по трещинам и плоскостям скольжения в ультраосновных породах.

Остальные массивы рассматриваемого интрузивного комплекса в отношении своих главных структурных, петрологических, геохимических и минерагенических признаков, определяющих их формационную принадлежность, являются близкими аналогами Златогорского массива, но каждый из них характеризуется некоторыми индивидуальными особенностями.

Наиболее типичный массив *желандинского комплекса* — Желандинский представляет собой останец среди более молодых гранитоидов верхнеордовикского возраста. К этому же комплексу относятся несколько мелких интрузивов, располагающихся среди протерозойских образований. Галька и валуны известково-щелочных сиенитов, идентичных по минералогическому и химическому составу желандинским сиенитам, находятся в конгломератах среди отложений, возраст которых приближенно определен О. А. Мазаровичем и Е. А. Бабичевым, как кембрийский. Таким образом, по геологическим данным возраст комплекса определяется предположительно кембрийским. По данным калий-аргонового метода, биотит из сиенитов Желандинского массива имеет возраст 300 млн. лет, а по данным урано-свинцового метода возраст цирконов из этих же пород — 425 и 500 млн. лет. Учитывая останцовый характер Желандинского массива и плохую сохранность аргона и слюды в последующих тектоно-магматических процессах, несомненно следует отдать предпочтение данным урано-свинцового метода. При этом одно из этих определений (500 млн. лет) хорошо согласуется с возрастом комплекса, установленным и по геологическим данным.

Желандинский комплекс является, по-видимому, аналогом габбро-сиенитовой формации, характерной для наиболее рано обособляющихся в геосинклинали внутренних поднятий. В становлении его выделяется две фазы: первая представлена роговообманковым габбро, а вторая — средне-крупнозернистыми сиенитами, кварцевыми сиенитами,

роговообманково-биотитовыми гранитами. Жильная серия включает мелкозернистые порфиридные и аплитовидные лейкократовые граниты. Габбро состоит примерно из равных количеств плагиоклаза и роговой обманки, нередок здесь и моноклинный пироксен, близкий к диопсиду; ведущие акцессорные минералы — ильменит, сфен, пирит. Средний минералогический состав сиенитовых пород второй фазы такой (объем. %): плагиоклаз 5,9; микроклин ($2V=83-85^\circ$) 75,1; кварц 9,1; роговая обманка 7,9; биотит 0,7; акцессории (циркон, ильменит, апатит и др.) 1,3; присутствует, кроме того, примесь пироксена диопсидового типа.

Красномайский комплекс ультраосновных и щелочных пород представлен несколькими небольшими массивами, целиком погребенными под покровом кайнозойских отложений. Эти массивы, установленные в 40 км к запад-юго-западу от г. Кокчетава, образуют узкую зону протяженностью около 25 км, приуроченную к субширотному глубинному разлому, отчетливо фиксируемому по геофизическим данным. Они представляют собой интрузии трещинного типа, залегающие среди гнейсов, кристаллических сланцев и кварцитов докембрия. Изучение кернa немногих буровых скважин позволяет заключить, что данные массивы сложены преимущественно пироксенитами, характеризующимися большим разнообразием своих структур и минерального состава. Общей для них особенностью является отсутствие ромбического пироксена — характерного минерала пироксенитов златогорского комплекса. Главным же минералом здесь является моноклинный пироксен, состав которого колеблется в различных разновидностях пироксенитов от диопсида до эгирин-авгита. Среди пироксенитов выделяются нормальные почти мономинеральные разности, биотитовые пироксениты, содержащие до 30% биотита, меланитовые пироксениты со значительным содержанием (до 50%) очень темного титанистого граната, карбонатизированные пироксениты (переходные к карбонатитам) и пироксениты, сильно обогащенные титаномagnetитом и апатитом.

Разнообразие пироксенитов красномайского комплекса обусловлено, вероятно, диффузионной дифференциацией пироксенитового расплава в интрузивной камере, а также наложенными метасоматическими процессами, из которых главными являются эгиринизация, биотитизация и меланитизация, а также замещение пироксенов щелочными роговыми обманками.

В отдельных скважинах были встречены сиениты, имеющие резкие контакты с вмещающими их биотитовыми пироксенитами. Предполагается, что они в пироксенитовых массивах образуют дайки и жилообразные тела. Выявляется существенно калиевый характер большинства сиенитов, хотя в отдельных случаях наблюдается их отчетливая альбитизация. Наряду с нормальными сиенитами установлены нефелиновые сиениты, в которых нефелин замещен чешуйчатыми агрегатами бесцветной слюды — либнерита с сохранением характерных призматических или шестиугольных очертаний его кристаллов. Среди сиенитов наблюдались также меланократовые разности, переходные к шонкнитам.

Несколькими скважинами были вскрыты жилы карбонатитов. Они представлены здесь оливин-флогопит-кальцитовыми разностями, содержащими в качестве акцессориев апатит, шпинель, пирохлор, перовскит, циркелит, бастнезит и магнезит.

В коре выветривания массивов красномайского комплекса устанавливается высокое содержание (от 5—10 до 30%) вермикулита. Массивы красномайского комплекса были, очевидно, образованы в две интрузивные фазы: к первой фазе относится внедрение пироксенитов,

а ко второй — сиенитов, нефелиновых сиенитов и шонкинитов, образующих дайки и небольшие жилеобразные тела, пересекающие породы первой фазы. С внедрением этих щелочных пород связаны разнообразные метасоматические процессы, в результате которых возникает серия метасоматических измененных пироксенитов, слюдитов и карбонатитов.

Изучение массивов красномайского комплекса показало наличие в них почти всей ассоциации горных пород, характерных для щелочно-ультраосновных платформенных комплексов, с присущей им минеральной (вермикулит, апатит, шорломит). Эти массивы по своей структурной позиции, размерам, формам, составу слагающих их пород и минерации близко напоминают Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород в Приморье, некоторые трещинные щелочно-ультраосновные интрузии Карело-Кольской провинции, а также Кайчинский массив (пироксениты, шонкиниты, сиениты, мельтейгиты, ийолиты, карбонатиты), расположенный в зоне сочленения Таримской платформы с Кокшаальской герцинской складчатой зоной. Петрографическими особенностям красномайского комплекса являются: 1) присутствие среди пород комплекса только крайних членов серии: пироксенитов и нефелиновых сиенитов; правда, отсутствие здесь мельтейгитов, ийолитов и уртитов, а также оливинитов может быть связано с недостаточной изученностью массивов этого комплекса; 2) существенно-калиевый характер пород сиенитовой серии; 3) общая высокая железистость темноцветных минералов (наличие очень железистого биотита вместо флогопита, появление железисто-титанистого граната и пр.).

КАЛЕДОНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

Среди каледонских интрузий широко распространены гранитоидные, особенно в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системе. Они составляют три группы комплексов: гранодиоритовую, или гранодиорит-гранитовую, гранитовую, лейкогранитовую. Возрастное положение их далеко не всегда устанавливается надежно. Все гранитоиды являются послекарадокскими, и в своей главной массе — доверхнедевонскими; внедрение их, таким образом, приходится на время окончания замыкания ордовикских геосинклинальных прогибов и консолидации возникших на их месте молодых складчатых зон. Более ранние, чем гранитоиды, интрузии позднекаледонской магматической эпохи пока неизвестны. Нет оснований утверждать, что их не было. Нахождение их особенно вероятно в Степнякском синклинории, на месте которого в ордовике вулканизм был особенно активным; косвенным подтверждением этому служит обилие галек почти исключительно кварцевых диоритов и плагиогранитов в верхнекарадокских конгломератах Селетинского синклинория.

КОКЧЕТАВ-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Гранитоидные интрузии здесь сосредоточены главным образом в двух внутренних мегазонах, Ишим-Каратауская и Ерементау-Божекульская мегазона имей бедны. Лучшее всего возраст гранитоидов обозначен в Улутауском и Кирейском антиклинориях, где выделяется два комплекса их. Что же касается Кокчетавского антиклинория и Степнякского синклинория, то взгляды разных исследователей не только на возрастное положение, но и на расчленение гранитоидов, объем выделяемых комплексов и их последовательность весьма противоречивы. Если учесть данные по Улутау, то следует отдать предпочтение выводам тех исследователей, которые устанавливают такую последователь-

ность комплексов: гранодиоритовые и гранодиорит-гранитовые (зерендинский, крыккудукский), гранитовые (боровской и его аналоги), комплексы лейкократовых гранитов и аляскитов (балкашинский и его аналоги). Среднедевонский возраст лейкогранитовых комплексов в Степнякском синклинории и Кокчетавском антиклинории по аналогии с Улугауским следует считать наиболее вероятным. Он тем более вероятен потому, что кислые эффузивы Степнякского синклинория, которые прорываются лейкократовыми и аляскитовыми гранитами аралаульского комплекса, скорее всего ниже-среднедевонские, а не силурийские. Не может считаться надежно установленным и возраст боровского, зерендинского и крыккудукского комплексов. Не исключено, что последние имеют не верхнеордовикский, а нижнесилурийский возраст, а боровской — верхнесилурийский. Вопрос о проявлении верхнедевонских гранитоидов в Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системе остается не решенным. Возможно верхнедевонским является лосевский комплекс и некоторые лейкократовые граниты типа орлиногорских в Кокчетавском антиклинории.

Кокчетавский антиклинорий

Среди рассматриваемых гранитоидов выделяются три комплекса: зерендинский, балкашинский и лосевский, последовательность формирования и состав которых показаны в табл. 4. Наименования породам даны по классификации Б. М. Куплетского на основании количественно-минеральных подсчетов в 240 шлифах.

Позднеордовикский (зерендинский) гранодиоритовый комплекс. Гранитоиды зерендинского комплекса занимают около 75% площади всех выходов гранитоидов в регионе, слагая массивы от 150—300 до 4000 км². Они располагаются главным образом в докембрийских образованиях, приурочиваясь к ядерным частям куполовидных структур раннего докембрия. Характерна (особенно для Зерендинского массива) согласованность контактов и прототектонических элементов массивов со структурами вмещающих пород. В ряде мест гранитоиды прорывают ниже-среднеордовикские отложения и перекрываются ниже-среднедевонскими вулканогенными образованиями. 25 определений абсолютного возраста биотитов из гранитоидов Зерендинского массива находятся в интервале 310—495 млн. лет. Столь большой разброс цифр обусловлен главным образом особенностями формирования гранитоидов. Для Зерендинского массива характерно широкое развитие метасоматоза; наиболее распространены два его типа: регионально проявленный в гранитоидах зерендинского комплекса и локальный метасоматоз гранитоидов зерендинского комплекса в экзоконтактах аляски-товых интрузий балкашинского комплекса. Результаты изучения калиевого метасоматоза позволяют выбрать из имеющихся цифр абсолютного возраста те, которые относятся к неизменным или почти неизменным породам. Биотиты неизменных пород имеют абсолютный возраст 440—495 млн. лет. Примерно такой же интервал колебаний абсолютного возраста биотитов Жукейского массива 450—475 млн. лет (4 определения). 11 определений абсолютного возраста пород Боровского массива находятся в интервале 400—485 млн. лет. Большая разница между крайними значениями, возможно, объясняется так же, как для пород Зерендинского массива, поскольку вопрос о калиевом метасоматозе в Боровском массиве практически не изучен. Как видно, геологические данные и цифры абсолютного возраста не дают однозначного решения вопроса о возрасте зерендинского комплекса; условно он определяется как верхнеордовикский. Зерендинский комплекс в целом

Таблица 4

**Последовательность формирования и состав каледонских гранитоидов
Кокчетавского антиклинория**

Комплекс, массивы	Фазы	Породы
Зерендинский (Зерендинский, Боровской, Жукейский и др.)	I	Мелко-среднезернистые роговообманковые диориты
	II	Среднезернистые и средне-крупнозернистые биотито-роговообманковые кварцевые диориты и гранодиориты
	IIIа	Биотито-роговообманковые гранодиориты краевой фации
	IIIб	Крупнозернистые роговообманково-биотитовые граниты и адамеллиты
	IV — дополнительных интрузивов	Биотитовые и роговообманково-биотитовые мелко-среднезернистые и среднезернистые порфиroidные граниты
V — жильных пород	Мелкозернистые порфиroidные и аплитовидные лейкократовые граниты	
	Послегранитные дайки	Гранит-порфиры, гранофиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, микродиориты, спессартиты, диабазы и диабазовые порфириты (перечислены в возрастной последовательности)
Балкашинский (Балкашинский, Б. Тюктинский, М. Тюктинский, Имантавский, Шемулдинский, Золотоношенский и др.)	I	Крупнозернистые, неравномернозернистые и порфиroidные лейкократовые граниты и аляскиты
	II	Среднезернистые аляскиты и лейкократовые граниты
	III — дополнительных интрузивов	Мелкозернистые резко порфиroidные лейкократовые граниты
	IV — жильных пород	Аплиты и аплитовидные граниты
	Послегранитные дайки	Гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, бостониты, тешениты, диабазы и диабазовые порфириты
Лосевский (Лосевский)	I	Мелкозернистые и мелко-среднезернистые порфиroidные альбитовые аляскиты
	II — жильных пород	Аплиты
	Послегранитные дайки	Тешениты

является формационным аналогом гранодиоритового синорогенного крыккудукского комплекса, развитого в синклиниях, обрамляющих Кокчетавский массив.

Среднедевонский (балкашинский) лейкогранитовый комплекс. Интрузивы комплекса располагаются, как правило, внутри верхнеордовикских массивов; площадь их достигает 300—700 км². Обычно они изометричны в плане, имеют крутые контакты и дискордантные взаимоотношения как с прототектоническими структурами гранитоидов зерендинского комплекса, так и структурами докембрия и палеозоя. Галька

аляскитов и лейкократовых гранитов находится в верхнедевонских конгломератах и не обнаружена в нижне-среднедевонских. Средний абсолютный возраст пород комплекса 360 млн. лет. По совокупности имеющихся геологических и геохронологических данных возраст комплекса принимается среднедевонским*. Балкашинский комплекс по своему формационному облику практически не отличается от формации лейкократовых гранитов и аляскитов, интрузивы которых широко распространены как в каледонидах, так и герцинидах Центрального Казахстана.

Позднедевонский (?) комплекс альбитовых аляскитов (Лосевский). Альбитовые аляскиты этого комплекса прорывают лейкократовые граниты балкашинского комплекса, их жильную серию, в свою очередь имеют собственные дайки 1-го и 2-го этапов. Вывод некоторых исследователей о метасоматическом происхождении альбитовых аляскитов не подтверждается. Альбитизация здесь является автосоматической и по своему масштабу не интенсивнее, чем альбитизация во многих интрузивах формации аляскитов и лейкократовых гранитов. Для Лосевского массива имеется четыре определения абсолютного возраста: три ураново-свинцовым методом для минералов из пегматита — 300, 320, 340 млн. лет и одно калий-аргоновым методом для биотита из альбитовых аляскитов — 390 млн. лет; требуется дальнейшее уточнение возраста этого комплекса. В геосинклинальных областях неизвестны аналоги лосевского комплекса. Он, вероятно, представляет собой формацию малых интрузий, характерных исключительно для переработанных древних ядер.

Изложенная последовательность формирования гранитоидов Кокчетавского антиклинория не является общепринятой. Сравнивая ее с другими схемами, остановимся лишь на некоторых главных разногласиях.

Биотито-роговообманковые граниты Боровского и Жукейского массивов отнесены в настоящем очерке к третьей фазе зерендинского комплекса. Принципиально иной точки зрения придерживается В. М. Шульга. Эти граниты рассматриваются им в качестве самостоятельного боровского силуро-девонского комплекса, являющегося более молодым по сравнению с аралаульским (силурийским) комплексом аляскитов и лейкократовых гранитов. Последнее находится в противоречии с наблюдаемыми фактами. В пределах Кокчетавского массива аляскиты и лейкократовые граниты являются самыми молодыми гранитоидами, и, в частности, роговообманково-биотитовые граниты Жукейского массива прорываются лейкократовыми гранитами.

Часть исследователей породы первой и второй фаз зерендинского комплекса относят к крыккудукскому, III фазы — к боровскому комплексам; интрузивы же аляскитов и лейкократовых гранитов рассматриваются либо как самый молодой интрузивный комплекс (Ф. А. Летников, Ю. Б. Марин и др.), либо как дополнительная фаза боровского комплекса (О. П. Елисеева). Следует признать, что для такого расчленения имеются объективные причины. Во-первых, совершенно правильным является отождествление III фазы Зерендинского массива с роговообманково-биотитовыми гранитами Боровского и Жукейского массивов. Специально проведенное сравнение показывает, что они действительно почти тождественны по химическому и минералогическому составам, по содержанию редких элементов и ассоциациям ведущих акцессориев. Во-вторых, отсутствие (по крайней мере, пока неизвестны) в Боровском и Жукейском массивах пород I и II фаз зерендинского

* Приведенные геологические и радиологические данные не свидетельствуют однозначно в пользу среднедевонского возраста балкашинского комплекса. (Прим. ред.).

(также крыккудукского) комплекса наводит на мысль о самостоятельности этих интрузивов. В третьих, изометричная форма массивов и сравнительно небольшие размеры сближают их в какой-то мере с интрузивами аляскитов и лейкократовых гранитов, заставляя предполагать более молодой возраст по сравнению с зерендинскими крыккудукскими комплексами. Полезно отметить, что указанная точка зрения была высказана около 20 лет назад Н. А. Фогельман, которая относилась к боровскому комплексу не только граниты и адамеллиты зерендинского массива, но и аналогичные породы Степнякского синклиория, выделяемые в настоящее время в самую позднюю фазу крыккудукского комплекса (III фаза по Н. Я. Яценко, II фаза по В. М. Шульге и т. д.).

Признавая объективность некоторых данных, свидетельствующих о возможном существовании самостоятельного боровского комплекса, следует учитывать и те факты, которые говорят в пользу отнесения Боровского и Жукейского массивов к III фазе зерендинского комплекса: близость геолого-структурных условий их формирования и вытекающее отсюда очень большое сходство (почти идентичность) минералогического и химического составов, ассоциаций ведущих аксессуариев, геохимических особенностей, абсолютного возраста пород. В целом следует признать, что надежного решения вопроса о существовании боровского комплекса пока не существует.

Гранитоидные интрузивные комплексы Кокчетавского антиклинория характеризуются индивидуальными, практически неперекрывающимися количественно-минеральными составами (табл. 5). Закономерно меняется в них и состав плагиоклаза — от наиболее основного в зерендинском комплексе до самого кислого — в лосевском. Другие минералы также различаются по своим свойствам. Пироксен из пород

Таблица 5

Средний количественно-минеральный состав гранитоидов Кокчетавского антиклинория (объемн. %)

Средний состав плагиоклаза	Фазы	Минералы					
		плагиоклаз	кали-натровый полевой шпат	кварц	роговая обманка	биотит	аксессуарные минералы
Зерендинский комплекс							
43	I	54	8	34	2	2	
38	II	43	23	15	7	2	
36	IIIa	46	20	18	6	2	
32	IIIб	37	32	22	1	1	
33 (24)	IV	39	26	28	1	1	
Балкашинский комплекс							
27 (8)	I (алаяскиты)	14	52	33	—	1	1
24 (10)	I (лейкократовые граниты)	31	37	31	—	1	1
17 (8)	II	22	44	33	—	1	1
31	III	23	44	31	—	2	1
Лосевский комплекс							
2	I	39	26	32	—	2	1

Примечания:

1) составы плагиоклазов: перед скобками средний состав кристаллов I генерации, в скобках — II генерации; 2) в породах I и II фаз зерендинского комплекса присутствует пироксен обычно в виде реликтов в роговой обманке. В альбитовых аляскитах лосевского комплекса наряду с биотитом имеется и мусковит.

зерендинского комплекса близок к авгиту и реже гиперстену. Биотит плеохроирует от темно-бурого (в диоритах и кварцевых диоритах) и темно-коричневого (в остальных породах зерендинского комплекса и породах балкашинского комплекса) по *Ng* до светло-желтого и серовато-желтого по *Np*. В альбитовых аляскитах Лосевского массива биотит плеохроирует от черно-коричневого по *Ng* до светло-коричневого по *Np*. Коэффициент железистости биотита изменяется так: зерендинский комплекс — кварцевые диориты и гранодиориты 1,16, адамеллиты и граниты III фазы 1,46, жильные граниты 1,50; лейкократовые граниты балкашинского комплекса 1,07. Наиболее железисты биотиты из гранитов Боровского и Жукейского массивов (коэффициент железистости 3,79). Калинатровые полевые шпаты балкашинского и лосевского комплексов — микроклины, в адамеллитах и гранитах зерендинского комплекса наряду с микроклином отмечаются также ортоклаз и разности, промежуточные между ортоклазом и микроклином; значения *2V* колеблются в следующих пределах: зерендинский 72—90°, балкашинский 66—89°, лосевский комплекс 82—87°.

Породы отдельных комплексов и фаз характеризуются, кроме того, специфическими ассоциациями наиболее распространенных акцессорных минералов (табл. 6). Встречаются и другие акцессорные минералы,

Таблица 6

Ассоциации ведущих акцессорных минералов в интрузивных породах

Комплекс	Фазы	Ведущие акцессории
Зерендинский	I	Апатит, сфен, циркон
	II	Сфен, апатит, циркон
	III	Сфен, циркон, апатит
	IV	Сфен, ильменит, циркон
Балкашинский	I	Ильменит, циркон, флюорит
	II	Ильменит, циркон, флюорит
Лосевский	I	Малакон, колумбит, флюорит

Примечание. В ассоциацию ведущих акцессориев включены три минерала, содержащиеся в 6 породах в наибольших количествах. Магнетит не рассматривается, так как во всех породах (исключая габбро) резко преобладает в количественном отношении над остальными акцессорными минералами.

хотя и незначительно распространенные, но весьма характерные: для балкашинского комплекса — анатаз, лосевского — колумбит, ксенотим, малакон и пироксдор.

Гранитоиды Кокчетавского антиклинория по химическому составу в целом очень близки к средним типам соответствующих пород (табл. 7), но для них характерна одна ярко выраженная петрохимическая особенность — повышенное содержание щелочей. От средних типов изученные гранитоиды систематически отличаются более высокими содержаниями калия и примерно в половине случаев — натрия. Существенно калиевый характер рассматриваемых гранитоидов выступает еще резче, если их сопоставить с одновозрастными, в целом аналогичными им по составу гранитоидами из смежных с Кокчетавским антиклинорием каледонских зон (Степнякский синклиорий). По сравнению с последними в них содержится почти вдвое больше калия.

Средний химический состав интрузивных пород Кокчетавского антиклинория

Окислы	Зерендинский комплекс															
	I-З	I-А	II-З	II-А	III-З	III-А	IIIБ-З	IIIБ-А	IIIБ-Б	IIIБ-Ж	IV-З	IV-Б	V-З	V-А	V-Б	V-Ж
SiO ₂	51,99	52,71	62,63	62,14	60,21	66,62	69,79	70,11	70,73	70,28	72,69	70,80	75,17	73,87	75,20	75,03
TiO ₂	1,35	0,90	0,90	0,69	0,83	0,48	0,50	0,37	0,43	0,40	0,28	0,45	0,13	0,11	0,20	0,09
Al ₂ O ₃	16,98	14,41	15,11	15,52	15,98	15,07	14,67	14,28	14,08	14,39	14,07	13,94	13,13	13,61	12,54	13,44
Fe ₂ O ₃	2,57	2,03	1,81	1,70	2,31	1,34	1,58	1,00	0,83	0,62	0,78	0,95	0,52	0,62	0,76	0,55
FeO	5,36	6,79	3,95	4,56	3,97	2,37	1,95	2,14	2,90	3,79	1,49	2,77	0,95	1,21	1,81	0,89
MnO	0,13	0,13	0,083	0,11	0,10	0,063	0,084	0,08	0,033	0,074	0,04	0,058	0,04	0,08	0,022	0,03
MgO	5,52	6,15	2,56	2,73	2,62	2,23	0,52	0,98	0,56	0,24	0,20	0,50	0,34	0,11	0,22	0,19
CaO	8,17	10,28	4,07	4,87	5,52	3,36	1,84	2,10	1,39	1,27	1,18	1,45	1,10	0,25	1,29	0,20
Na ₂ O	2,95	2,65	3,63	3,30	3,78	3,60	4,08	3,85	3,57	4,04	3,98	3,84	3,49	3,75	3,10	3,53
K ₂ O	1,60	1,60	4,23	3,80	3,40	3,63	4,60	4,35	4,33	4,70	5,12	4,68	5,10	4,90	4,76	4,93
P ₂ O ₅	0,403	0,272	0,209	0,267	0,363	0,193	0,149	0,142	—	0,164	0,171	—	0,036	0,084	—	0,055
SO ₃	0,025	0,06	0,008	0,015	0,026	сл.	0,009	0,02	—	0,012	0,05	—	0,036	0,04	—	0,04
П.п.п.	2,17	0,92	1,15	0,54	0,56	0,73	0,23	0,50	—	0,40	0,37	—	0,18	0,45	—	0,24
Сумма	99,218	98,902	100,347	101,242	99,669	99,686	100,002	99,922	98,853	100,38	100,421	99,438	100,222	99,084	99,902	99,205
Количество анализов	2	2	3	4	7	3	20	2	8	5	5	10	17	4	6	3

Примечание: Цифры I-V — фазы; соответствующие им породы см. в табл. 1. Буквами обозначены массивы: А — Б — Уландино-Аккульский (северная часть), Б — Боровской, Ж — Жукейский, З — Зерендинский.

В заключение отметим некоторые особенности гранитоидов Кокчетавского антиклинория, отличающие их от разновозрастных интрузивных пород, расположенных среди других каледонских структур Северного Казахстана, а в отношении химического состава — также и от средних типов гранитоидов. Особенно они характерны для зерендинского комплекса и Зерендинского массива в частности. Главные из этих особенностей следующие: согласное положение каледонских гранитоидов в докембрийских структурах; очень большая мощность (до 15 км) и куполовидная форма кровли Зерендинского массива, сочетающаяся с резко повышенной мощностью «базальтового» слоя в районе; постепенные переходы между гранитоидами зерендинского комплекса и вмещающими раннедокембрийскими (?) породами, указывающие на широкое проявление процессов гранитизации при образовании гранитоидов; высокая активность щелочей в течение всего процесса каледонского гранитообразования и резко повышенная общая щелочность гранитоидов; повышенные содержания в гранитоидах литофильных редких элементов — олова и др.; отсутствие многих рудных концентраций, которые характерны для синхронных гранитоидов в каледонских прогибах. Все эти особенности объясняются неоднократным проявлением процессов гранитизации, протекавших унаследованно в ядерных частях докембрийских куполовидных структур. Лишь при длительной гранитизации земной коры могли сформироваться такие огромные массы гранитоидов с повышенными содержаниями компонентов, составляющих основу гранитизирующих растворов (в первую очередь щелочей) и редких литофильных элементов, накапливающихся при гранитизации земной коры. Резко повышенная щелочность гранитоидов Зерендинского массива объясняется, с одной стороны, тем, что они возникли на месте докембрийских гранито-гнейсов и гранитоидов, для которых, как известно, характерна повышенная щелочность, с другой — процессами щелочного метасоматоза, связанными с каледонским этапом. Возникновением каледонских гранитоидов на месте ранее существовавших гранито-гнейсов и гранитоидов объясняется также согласное положение гранитоидов в докембрийских структурах.

Степнякский синклиний, Ешкеольмесский антиклинорий

Позднеордовикский гранодиоритовый (крыккудукский) комплекс. В составе комплекса объединены породы тоналит-гранодиорит-гранитного ряда и так называемые породы степняцкого типа — габбро, диориты, гранодиориты, граниты. И те и другие содержат большое количество ксенолитов и часто обнаруживают директивные текстуры; для всех пород характерен широко проявленный гибризм. С интрузивами степняцкого типа пространственно связаны золоторудные месторождения Северного Казахстана.

Крупные плутоны крыккудукского комплекса представляют батолитообразные тела. Это чаще всего многофазные дискордантные, пологозалегающие гарполитообразные и липолитообразные межформационные интрузивы, донная часть которых имеет сложное ступенчатоблоковое строение (Юнаковская, 1964; и др., 1963). В образовании интрузивных камер большую роль играли блоковые перемещения пород нижних структурных этажей, подстилающих гранитоиды, и интрузивный процесс приводил к обмену местом между магматическим расплавом и вмещающими породами. В размещении интрузивов большую роль играло положение магмоподводящих разломов глубинного заложения. Одна группа крупных плутонов (Крыккудукский, Аккудукский, Яблоново-Итейменский) располагается во внутренней части Степняк-

ского синклинория, вторая (Буландино-Аккульский) либо на западном крыле его, либо в Ешкеольмесском антиклинории (Аркалыкский, Жаманкойтасский, Селетинский); гранитоиды той и другой группы отличаются по особенностям вещественного состава.

Интрузивы степнякского типа представляют мелкие многофазные штокообразные тела, расположенные главным образом в периферических частях Степнякского синклинория. Они внедрились в узлы пересечения различно ориентированных разломов (Фогельман, 1950; Коптев-Дворников и др., 1966). Характерной особенностью их является наличие в них такситовых гибридных пород, обычно залегающих в их центральной части и выклинивающихся с глубиной; они содержат большое количество глубоко переработанных ксенолитов и являются по существу магматизированной брекчией. В массивах степнякского типа, в отличие от крупных интрузивов, распространены кварцевые лейко- и мезократовые габбро-нориты, габбро-лабрадориты с характерными гломерокристаллическими текстурами.

Золотоносные интрузии, относящиеся к фации сателлитов крупных плутонов крыккудукского комплекса, тяготеют к экзоконтактовым зонам последних. Это отчетливо устанавливается в полосе развития ордовикских отложений между Крыккудукским и Яблоново-Итейменским массивами, а также в западном экзоконтакте южной части Буландино-Аккульского интрузива. Контактный метаморфизм (роговики, скарнированные породы, скарны) в связи с крыккудукскими гранитоидами проявлен в зоне шириной несколько метров, иногда до километра.

Состав пород крыккудукского комплекса весьма разнообразен (табл. 8); здесь отмечаются кварцевые диориты, тоналиты, плагиограниты, гранодиориты, граниты, но преобладают гранодиориты. Гранитоиды содержат относительно небольшой набор аксессуарных минералов, среди которых главное значение имеют апатит и особенно магнетит. Характерно постоянное обилие сфена, который преобладает над ильменитом; радиоактивные и редкометалльные минералы практически отсутствуют. Между породами чистой линии и гибридными переходы постепенные. Среди гибридных широко распространены породы с такситовой текстурой, обычно они содержат большое количество ксенолитов (от роговиков до диоритоподобных пород и амфиболитов) различного размера.

По химическому составу породы крыккудукского комплекса составляют ряд от кварцевого диорита до щелочноземельного гранита. Гранитоиды массивов, расположенных в синклинальных структурах, содержат больше кремнезема, меньше щелочей и фемических компонентов, чем те, которые размещены в антиклинальных структурах. Общей особенностью пород крыккудукского комплекса является их существенно натровый характер ($n=60-80$), высокая глиноземистость (14,24—15,86%) и повышенные содержания кальция (2,41—4,24%). Гибридизированные породы близки по составу к кварцевым диоритам и диоритам.

В геохимическом отношении гранитоиды характеризуются значительно повышенными содержаниями титана, никеля, кобальта, частично меди. Эту специфику имеют все породы комплекса от гранодиоритов первой фазы до лейкократовых гранитов дополнительных интрузий.

Большая часть гранитоидов крыккудукского комплекса имеет активный контакт с отложениями нижнего и среднего ордовика. Селетинский и Аркалыкский массивы прорывают охарактеризованные фауной толщи среднего и верхнего карадока. Верхняя возрастная граница определяется условно. Так, севернее оз. Айбас в конгломератах условно силурийского возраста отмечены валуны гранитов, подобных таковым второй фазы крыккудукского комплекса, а в северной части Ар-

Состав пород главной интрузивной фации Крыккудукского комплекса

Интрузивные фазы	Интрузивы	Минеральный состав (объемн. %)						
		плагиоклаз	калишпат	кварц	биотит	амфибол	аксессуары минералы	
							в весовых количествах	в редких и единичных зернах
Вторая	Крыккудукский, Аккудукский, Яблоново-Итейменский	40—55	5—15 (микроклин)	21—40	2—8	0—8	Апатит, циркон, магнетит, сфен, барит	Рутил, анатаз, лейкоксен, гематит, сфалерит, молибденит, галенит, халькопирит, пирит, ильменит, монацит, малахит, муассанит
	Аркалыский, Жаманкойтасский, Селетинский, Буландино-Аккульский	46—62 (в основной массе № 20—30, во во вкрапленниках до № 48)	10—25 (микроклин)	10—26	0—6	4—15		
Первая	Крыккудукский, Аккудукский	35—54	0—13 (ортоклаз)	21—41	4—12	1—8	Апатит, сфен, циркон, магнетит, флюорит, барит	Ортит, ильменит, рутил анатаз, топаз, пирит халькопирит, халькозин, галенит, молибденит, малахит, гематит, лейкоксен, муассанит, монацит
	Аркалыский, Буландино-Аккульский	42—66 (в основной массе № 27—34, во укреплен. № 36—38, часто зональный)	4—16 (ортоклаз)	10—25	0—16	4—24		

калыкского массива граниты второй фазы прорваны субвулканическими порфиритами также условно силурийского возраста и содержатся в них в виде обломков.

Таким образом, по геологическим данным возраст комплекса можно определить как верхнеордовикский. Для пород крыккудукского комплекса имеется много определений абсолютного возраста (Л. В. Комлев, Ю. А. Борщевский, Н. И. Замятин). 16 цифр абсолютного возраста составляют две группы: 480—488 млн. лет (7 определений) и 455—463 млн. лет (6 определений). Исходя из геологических данных, очевидно, при решении вопроса о возрасте пород первой фазы следует принимать вторую группу, которая по варианту геохронологической шкалы СССР 1964 г. соответствует примерно верхнему ордовику, 8 из 13 цифр для пород второй фазы лежат в интервале 437—448 млн. лет; они могут быть приняты как наиболее достоверные (верхи ордовика). Для интрузий степнякского типа может быть принят абсолютный возраст, близкий к 450 млн. лет (четыре цифры — 446—450 млн. лет). Таким образом, абсолютный возраст гранитоидов крыккудукского комплекса, вероятно, лежит в пределах 437—463 млн. лет, что не противоречит верхнеордовикскому возрасту их*. Полученная разница значений абсолютного возраста для пород первой и второй фаз крыккудукского комплекса составляет около 10—15 млн. лет; приближенно ее можно принять за время формирования комплекса.

С гранитоидами крыккудукского комплекса связаны контактово-метасоматические месторождения и рудопроявления железа, гидротермальные месторождения и рудопроявления золота; с ними ассоциируют также гидротермальные рудопроявления меди, свинца, молибдена. Наиболее продуктивными в отношении золота являются интрузивы степнякского типа.

Силурийский (аралаульский) комплекс аляскитов и граносиенитов. Гранитоиды аралаульского комплекса образуют крупные (площадью 150—400 км²) массивы (Аралаульский, Богдановский, Алексеевский, Макинский), а также слагают части полихронных плутонов; они размещены главным образом на крыльях Степнякского синклинория и частично в Ешкеольмесском антиклинории. Массивы их, в отличие от верхнеордовикских плутонов, в плане имеют форму, близкую к изометричной. Анализ гравитационных и магнитных полей, проведенный Ю. В. Юнаковской, показывает, что интрузивы являются телами конечной глубины, мощность измеряется первыми километрами, имеют крутые контакты, уплощенную донную поверхность, а форма их близка к уплощенноцилиндрической. В образовании камерного пространства определяющую роль играли кольцевые разломы. Некоторые массивы (Богдановский) пространственно сопряжены с кислыми эффузивами силура** и кольцевыми субвулканическими телами и представляют в сущности плутоны центрального типа.

Среди интрузивных пород двухфазного аралаульского комплекса наиболее широко распространены граниты, аляскиты, граносиениты, характеристика которых приведена в табл. 9. Для аксессуарных минералов рассматриваемых пород характерно преобладание ильменита над сфеном, пониженное содержание апатита, обилие гематита, наличие цинкита, ортита, бастнезита. Из петрохимических особенностей следует подчеркнуть следующее. Породы первой фазы имеют аномально

* При таком разбросе цифр этот вывод не может считаться обоснованным. (Прим. ред.).

** В стратиграфическом очерке настоящего тома (кн. 1) они описаны как нижнесреднедевонские. (Прим. ред.).

Состав пород силурийского (аралаульского) комплекса

Интрузивные фазы	Интрузивы	Минеральный состав (объемн. %)						Акцессорные минералы	
		плагноклаз	калишпат	кварц	биотит	амфибол	содержащиеся в весовых количествах	содержащиеся в редких и единичных знаках	
Вторая	Алексеевский, Макинский, Жаманкойтасский, Аралаульский	0—21 (№ 4—12)	36—77	24—47	0,4—3,0	—	Циркон, магнетит, сфен, флюорит, гематит	Апатит, торит, ортит, монацит, рутил, анатаз, турмалин, малакон, пирит, халькопирит, халькозин, малахит, галенит, молибденит, сфалерит, цинкит, барит, бастнезит, лейкоксен, гранат, муассанит	
Первая	Аралаульский, Жаманкойтасский, Богдановский	13—33 (в основной массе олигоклаз, олигоклаз-андезин, во вкрапленниках № 32—39)	17—57	10—27	1—3—0	0—0,5	Апатит, циркон, гематит, ильменит, сфен, флюорит, барит, гематит, лейкоксен	Торит, ортит, рутил анатаз, турмалин, пирит, халькопирит, халькозин, малахит, борнит, галенит, цинкит, сфалерит, корунд, муассанит	

высокие значения щелочности ($a=13,2-15,5$) и относительно большие содержания фемических компонентов. Наиболее щелочные разновидности пород (Богдановский интрузив $a=17,7$) близки к щелочноземельным роговообманковым сиенитам; гранитоиды второй фазы близки к аляскитам. Общим для пород первой и второй фаз является повышенная роль натрия в составе щелочей, хотя калий несколько и преобладает над натрием. В гранитоидах аралаульского комплекса акцессорные элементы содержатся в количествах близких к кларковым, а никель и кобальт в несколько больших, чем кларк. В породах дополнительных интрузий несколько выше содержание никеля, кобальта, меди и др., чем в гранитоидах главных фаз.

Возраст аралаульского комплекса определяется в пределах силур — средний девон. Гранитоиды прорывают отложения среднего ордовика и эффузивы условно силурийского возраста (р. Шокай, оз. Айбас), гранодиориты первой фазы крыккудукского комплекса (северная часть Аркалыкского интрузива), а сами пересечены гранитами боровского комплекса. Галька гранитов аралаульского комплекса встречена в конгломератах красноцветной толщи среднего — верхнего девона (Селетинская, Коксенгирская структуры). Для гранитоидов аралаульского комплекса имеется 18 определений абсолютного возраста. Для десяти из них, полученных калий-аргоновым методом, приведено среднее значение возраста — 440 млн. лет (Сатпаев, Монич, и др., 1963). Остальные значения абсолютного возраста, полученные также калий-аргоновым методом, лежат в интервале 425—394 млн. лет, причем две цифры из восьми меньше 400 млн. лет (394, 395 млн. лет), остальные выше 400 млн. лет. Среднее значение абсолютного возраста составляет 427 млн. лет, что соответствует силурийскому периоду.

Силур-раннедевонский гранитовый (боровский) комплекс. Массивы гранитов силур-раннедевонского комплекса тяготеют к западной периферии — Степнякского синклинория и Ишкеольмесскому антиклинорию. Форма их совершенно подобна плутонам аралаульского комплекса. Наиболее распространенными породами являются биотитовые граниты нормального ряда, которые обычно имеют неравномернозернистую порфировидную структуру. Петрографические особенности их видны из табл. 10. Акцессорные минералы боровских гранитов разнообразны. Характерны ильменит, сфен, апатит, и такие относительно редкие ми-

Таблица 10

Состав пород силур-раннедевонского (боровского) комплекса

Интрузивы	Минеральный состав (объемн. %)						Акцессорные минералы	
	плагноклаз	калишпат	кварц	биотит	амфибол	Акцессорные минералы		
						содержащиеся в весовых количествах	содержащиеся в редких и единичных знаках	
Жаманкой-тасский, Боровской, Жукейский	№ 24—43 (№ 9—18; андезин, олигоклаз-андезин)	25—49	22—38	0,5—7	0—2,0	Апатит, циркон, магнетит, ильменит, сфен, флюорит, барит	Ортит, монацит, рутил, анатаз, ильмено-рутил, турмалин, халькопирит, малахит, галенит, молибденит, сфалерит, гематит, лейкоксен, корунд и др.	

нералы, как ильменорутит, базобисмутит и др. Содержание апатита более высокое, чем в гранитах аралаульского комплекса.

По химизму наиболее распространенные породы комплекса меняются от щелочноземельного гранита до аляскита. Граниты более глубоко эродированных массивов отличаются пониженной ролью кремнезема и повышенными содержаниями железа, кальция, магния, натрия. По геохимическим особенностям породы собственно интрузивной фазы близки к породам первой интрузивной фазы аралаульского комплекса, незначительно отличаясь распределением титана и кобальта.

Нижняя возрастная граница гранитов боровского комплекса определяется интрузивными контактами их с более древними аляскитами, а верхняя — находением гальки гранитов в красноцветных отложениях среднего — верхнего девона (Селетинская, Коксенгирская синклинали).

Тринадцать определений абсолютного возраста пород боровского комплекса (Л. В. Комлев, Ю. А. Борщевский, Т. П. Семенова и др.) дают цифры в интервале 390—440 млн. лет. Среднее значение абсолютного возраста по данным калий-аргонового метода равно 411 млн. лет, среднее из всех цифр — 413 млн. лет; эти цифры по шкале, принятой в СССР, определяют возраст комплекса как самые верхи силура*.

С гранитоидами боровского и аралаульского комплексов связаны гидротермальные рудопроявления золота, молибдена, вольфрама и некоторых других металлов.

Майтубинский, Улутауский и Кирейский антиклинории

Позднеордовикский гранодиорит-гранитовый комплекс представлен массивами гранодиоритов, кварцевых диоритов, диоритов, биотитовых гранитов, в меньшем количестве адамеллитов, лейкократовых и аляскитовых гранитов, которые по возрасту являются аналогами верхнеордовикского (крыккудукского) комплекса Степнякского синклинория. В Кирейском и северной части Улутауского антиклинориев они в значительной мере перекрыты девон-каменноугольными отложениями и ныне вскрываются в ядрах горст-антиклиналей герцинских Сарысу-Тенизского, Каптадырского и Арганатинского поднятий, Тастинской антиклинали и др.

Нижняя возрастная граница пород комплекса определяется их активным контактом с породами кембрия (Кирейский массив); в Байконурском синклинории они прорывают и ордовикские отложения. В экзоконтактах иногда образуются роговики, которые могут быть отнесены к роговообманково-роговиковой, пироксен-роговиковой, реже альбит-эпидот-роговиковой фациям, а в некоторых массивах отмечены метасоматические контакты с явлениями диоритизации и гранитизации. Верхняя возрастная граница устанавливается находками в туфах вулканогенной толщи нижнего — среднего девона на юге Каптадырского массива (Лин, 1954) обломков и гальки гранодиоритов и биотитовых гранитов, аналогичных по составу, структурным и текстурным признакам гранитоидам этого массива. Непосредственное налегание вулканогенной свиты нижнего — среднего девона наблюдалось к юго-западу от зимовки Талап на левобережье р. Терсаккан. В отложениях силура (восточная граница Кирейского массива) встречена среди аркозовых обломочных пород галька жильных пород ордовикского комплекса. Абсолютный возраст пород ордовикского комплекса Улутауского массива и интрузивов Байконурского синклинория в пределах 453—485 млн. лет.

* Разброс цифр абсолютного возраста пород боровского комплекса очень большой и силурийский возраст его должен считаться условным.

Наиболее крупные массивы гранитоидов верхнеордовикского возраста: Каптадырский (площадь около 800 км^2), Кирейский (около 800 км^2) Тастинский (около 500 км^2), Сабасалды-Тургайский (около 300 км^2), Улутавский (около 270 км^2), Майтюбинский (около 120 км^2). Кроме того, на описываемой территории известны массивы меньших размеров (Кугалинский, Шилийский, интрузии гор Каинды-Шоко, Каратургайский, Сарлыкский, Шолаксайский, интрузии Эскулинских гор, Кантюбинский), вскрытая площадь которых варьирует от 75 до 6 км^2 . В современном эрозионном срезе массивы гранитоидов вытянуты в северо-западном и субмеридиональном направлениях и характеризуются неправильными или близкими к овальным очертаниями. По особенностям внутреннего строения и соотношениям с вмещающими толщами массивы ордовикского комплекса различаются. Одни из них по залеганию близки к согласным и имеют зональное строение, другие либо имеют однородное однофазовое строение, либо многофазны (более ранняя фаза представлена адамеллитами, гранодиоритами, диоритами, более поздняя — биотитовыми и лейкократовыми гранитами, самая поздняя — фаза дополнительных интрузий — лейкократовыми и аляскитовидными гранитами). Формирование всех массивов завершается образованием жильных и дайковых пород.

Интрузивы Майтюбинского антиклинория (Кантюбинский и Майтюбинский) залегают в метаморфических сланцах жийдинской и майтюбинской серий нижнего докембрия, имеющих существенно амфиболитовый состав. Контакты между гранитоидами и сланцами на многих участках постепенные. В переходной зоне развиты метасоматические измененные (диоритизированные) амфиболо-полевошпатовые сланцы и меланократовые диориты. Во внешней части контактового ореола они переходят в роговики. В интрузивах от периферии к их центру выделяются зоны роговообманковых габбро-диоритов и меланократовых диоритов (100 — 150 м), роговообманковых и биотито-роговообманковых диоритов, тоналитов, кварцевых диоритов ($1,5$ — 3 км) и ядро гранодиоритового состава. Текстура пород плоскопараллельная, линейная структура мелкозернистая (в эндоконтактах) и среднезернистая (в ядре). Крупные ксенолиты вмещающих сланцев в гранитоидах сохраняют свое положение. Аналогичное зональное строение с планпараллельными текстурами отмечено и для Каптадырского, Кирейского, Тастинского, Сабасалдытургайского и некоторых более мелких интрузивов.

В Каптадырском, Кирейском и Тастинском массивах наиболее широко развиты крупно- и среднезернистые гранодиориты. Биотитовые граниты образуют небольшие участки и связаны с гранодиоритами постепенными переходами. Кварцевые диориты и габбро-диориты появляются как краевая фация близ юго-восточного и юго-западного контактов массива. Гранитоиды обычно содержат большое количество ксенолитов различного размера и степени перекристаллизации, усвоение которых привело к появлению в эндоконтактах пород более основного состава. Сабасалды-Тургайский массив сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами с порфировыми вкрапленниками калиевого полевого шпата, реже плагиоклаза до 3 см в длину. Гранодиориты развиты в его северо-восточных эндоконтактах и связаны с гранитами постепенными переходами.

В Улутавском массиве внедрение гранодиоритов происходило в две фазы, первой из которых соответствуют адамеллиты и гранодиориты, а второй — биотитовые и лейкократовые граниты. Преобладают породы первой фазы. Интрузивов прорывает докембрийские образования и в свою очередь на востоке прорван аляскиотовыми гранитами среднедевонского комплекса. На юге, у подножия гор Идыге, на эндоконтакто-

вые гранодиорит-порфиры налагают вулканогенные образования нижнего—среднего девона кислого состава, содержание гальку гранодиорит-порфиров (Зайцев и др., 1959).

В ряде массивов ордовикского комплекса выделены граниты фазы дополнительных интрузивов, представленные небольшими пологолежащими телами или штоками. Среди гранитов развиты биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые, реже аляскистовые разновидности. Эти интрузивы имеют рвущие контакты с ранними фазами гранитоидов. Состав пород жильной серии и тип послемагматических изменений (скарнирование, пропилизация) в массивах комплекса сходны.

Представление о количественно-минералогическом составе гранодиоритов, диоритов, габбро на примере Южного Улутау дается в табл. 11. По химизму диориты, кварцевые диориты, гранодиориты

Таблица 11

Средний количественно-минеральный состав (объемн. %) и средние петрохимические характеристики гранитоидов позднеордовикского комплекса Южного Улутау

Породы	Плагиоклаз	Калиевый полевой шпат	Кварц	Роговая обманка	Биотит	Акцессорин
Гранодиориты	45,0	25,0	15,0	8,0	5,0	2,0
Кварцевые диориты	55,0	8,0	12,0	15,0	8,0	2,0
Габбро-диориты	59,0	—	—	39,0	1,0	1,0

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

Породы	S	a	c	b	f'	m'	a'	c'	a/c	Q	
Гранодиориты	71,7	12,8	6,4	9,1	39,0	24,5	36,5	—	75,0	2,0	+11,4
Кварцевые диориты	68,8	9,7	6,3	15,1	51,3	35,5	—	13,2	72	1,5	+12,0
Диориты	65,4	11,6	5,7	17,3	45,1	38,3	—	16,6	72	1,6	+1,9
Габбро-диориты	60,9	8,7	7,8	22,7	48,0	38,0	—	14,0	76,4	1,1	—4,0
Габбро	54,4	7,8	9,6	28,2	43,2	42,4	—	14,4	74,1	0,8	—16,4

(см. табл. 11) отвечают среднему составу пород нормального щелочноземельного ряда по Р. Дэли с преобладанием Na_2O над K_2O в составе щелочей. Биотитовые граниты иногда пересыщены Al_2O_3 , а в аляскитовых гранитах K_2O преобладает над Na_2O .

Формирование интрузивов происходило в разных структурах различного. Для интрузивов Тастинской антиклинали, Каптадырского и Кирейского поднятий отмечается тесная приуроченность к крупным разрывным нарушениям, по которым, вероятно, происходило внедрение магматического расплава. Гранитоиды Майтубинского антиклинория образовались на месте в процессе магматического замещения толщ существенно амфиболитового состава (Павлова, 1965). Гранитоиды Улутавского и Арганатинского поднятия интродуцировали из более глубоких очагов.

С гранитоидами верхнеордовикского комплекса ассоциирует выявленное в последнее время золото-сульфидное оруденение, связанное, вероятно, с послемагматической стадией пропилизации и самыми поздними кварцевыми жилами (или зонами окварцевания).

Среднедевонский комплекс лейкократовых и аляскитовых гранитов. Интрузивы среднедевонского комплекса в Улутавском антиклинории сложены преимущественно аляскитовыми и лейкократовыми гранитами. Гранодиориты встречаются в восточной части Арганатинского поднятия. К этому комплексу относятся Улутавский (270 км²), Шилийский (около 300 км²) массивы, Егиндышоко (около 25 км²), массив аляскитовых и лейкократовых гранитов в горах Каптадыр (около 100 км²) и ряд более мелких интрузивов (горы Кызылтау, Сары-Тюбе). Более молодой возраст гранитоидов по сравнению с позднеордовикскими определяется тем, что аляскитовые и лейкократовые граниты прорывают гранодиориты в Улутавском и Каптадырском массивах и имеют свою дайковую серию. Гранодиориты массива Егиндышоко ороговиковывают породы нижнего—среднего девона. Более точное стратиграфическое положение этих массивов установлено в Улутавских горах (Зайцев, Емельяненко и др., 1959). Здесь на правом берегу р. Жиланчик аляскитовые граниты образуют апофизы и вызывают ороговикование эффузивов нижнего—среднего девона. У южной границы Улутавского массива наблюдалось налегание на граниты валунных базальных конгломератов жаксыконской серии, живетско-франский возраст которой достоверно обоснован флористическими данными.

Массивы имеют в сечениях эллипсоидную форму, вытянутую в меридиональном направлении. Улутавский, Шилийский массивы и интрузив Каптадырских гор приурочены к антиклинальным структурам; массив Егиндышоко, сложенный гранодиоритами, расположен в ядре синклинальной складки, выполненной вулканогенными образованиями нижнего—среднего девона. Массивы характеризуются многофазным строением, в них выделяются породы главной фазы, фазы дополнительных интрузий и жильные породы. Преобладающим распространением пользуются аляскитовые и лейкократовые светло- или темно-розовые, крупно-, среднезернистые, в краевых частях мелкозернистые, иногда порфиоровые граниты. Граниты фазы дополнительных интрузий слагают небольшие пластообразные тела и представлены среднезернистыми разновидностями. По химическому составу аляскитовые и лейкократовые граниты близки средним типам аляскитов и гранитов по Р. Дэли или находятся между ними, отличаясь большей пересыщенностью Al₂O₃ и меньшей величиной аортитовой составляющей. Ксенолиты в описанных массивах встречаются редко и явления ассимиляции развиты очень слабо.

Послемагматические изменения выражены альбитизацией и грейзенизацией гранитов, в связи с которыми отмечаются рудопроявления олова, молибдена, вольфрама и др. (Казмин, 1968).

Еремантау-Ниязский и Бошекульский антиклинории

Каледонские интрузии здесь выделяются условно исходя из сопоставлений со смежными районами; занимаемая ими площадь очень мала.

Раннесилурийский гранодиоритовый комплекс. В этом комплексе объединены две группы пород, нигде в пределах рассматриваемой площади совместно не встречающиеся: гранодиориты, адамеллиты, граниты и габбро, диориты, сиенито-диориты, сиениты, плагиогранит-порфиры, альбитовые сиенито-порфиры. Первые слагают сравнительно крупный (около 50 км²) лакколитообразный массив Санганасы, расположенный в северной части Еремантау-Ниязского антиклинория и несколько более мелких тел, таких как Майсорский гранодиоритовый шток в Бошекульском антиклинории. Гранодиориты Санганасинского

массива почти всеми исследователями относятся к крыккудукскому комплексу. Вторая группа пород пестрого состава с широко проявленным гибридным образует небольшие дайкообразные тела и мелкие штоки, известные на всех золоторудных месторождениях; породы этой группы считаются аналогами пород степнякского типа. Гранитоиды Селетинского массива, частично заходящего в Селетинский синклиниорий, относимые здесь к рассматриваемому комплексу, имеют активный контакт с фаунистически датированными верхнеордовикскими отложениями и перекрыты средне-верхнедевонскими красноцветными песчаниками и конгломератами. Абсолютный возраст биотита из них равен 440 млн. лет (два определения лаборатория ИГН АН КазССР, А. И. Иванов). Другие интрузивы прорывают немые ордовикские или более древние образования. Геологическими данными, таким образом, возраст комплекса определяется в широких пределах, радиогеологические же указывают на раннесилурийское время его становления.

Основные и средние породы степнякского типа отличаются обилием в разной степени переработанных ксенолитов, нередко такситовыми текстурами и широкой вариацией количественных соотношений главных породообразующих минералов — плагиоклаза, роговой обманки, моноклинного пироксена, биотита. Гранодиориты Санганасинского и Майсорского массивов содержат зональный плагиоклаз (50—73%), микропертит (15—18%), кварц (12—20%), биотит и роговую обманку (6—10%), апатит, рудный минерал и циркон. Нередки среди них плагиоклазовые разности, содержащие всего от 3 до 12% калишпата. В краевых частях массивов гранодиориты постепенно переходят в кварцевые диориты. Последние слагают и небольшие самостоятельные тела. Среди дайковой серии, связанной с гранодиоритами, особенно широко развиты сиенито-порфиры, гранодиорит-порфиры и диорито-порфиры, более редки аплиты, гранит-порфиры и диабазы.

ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Каледонские интрузивные породы в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе развиты менее широко, чем в Кокчетав-Северо-Тяньшаньской. Подавляющая часть их сосредоточена в центральной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, примерно ограниченной широтами пос. Егиндыбулак на севере и г. Аягуза на юге. В северной части мегантиклинория известны лишь небольшие тела главным образом диоритов и гранодиоритов, которые условно считаются силурийскими или среднедевонскими. Спорным здесь остается вопрос о возрасте гранодиорит-гранитовых массивов северной части Баянаульского синклинория (Ащису-Александровская группа интрузивов к северу от Баянаульского плутона); В. К. Монич все их считал герцинскими, а Н. А. Севрюгин выделял из них Северо-Западный Александровский массив как каледонский (верхнесилурийский). Ащису-Александровская группа интрузивов тяготеет к полосе сочленения каледонид и ранних герцинид и размещена среди вулканогенной толщи (андезитовый комплекс) нижнего—среднего девона; не исключено, что эти интрузивы имеют девонский возраст и принадлежат, как это считал В. К. Монич, раннегерцинской магматической эпохе. В южной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория позднекаледонские интрузии не выделяются, хотя обилие гранитоидного материала в обломочных толщах нижнего—среднего девона не дает основание отрицать здесь их проявление.

В настоящее время более или менее надежно в центральной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория выделяются четыре позднекаледонских комплекса: нижнесилурийский гранодиоритовый, верхне-

силурийский гранодиорит-гранитовый, среднедевонский сиенит-гранитовый и верхнедевонский гранитовый, из которых наиболее широко развит силурийский. Главная масса послекаледонских гранитоидов размещена в Абралинском и Чунайском синклинориях, которые отличаются наиболее мощными верхнеордовикскими, а в Абралинском синклинории — силурийскими вулканогенными толщами. В Абралинском синклинории гранитоиды в сущности образуют один крупный полихронный плутон длиной около 150 км, отдельные выступы которого на современном эрозионном срезе составляют цепочку массивов, разделенных провесами кровли.

Раннесилурийский гранодиоритовый (ащисуйский) комплекс. Гранитоиды нижнесилурийского комплекса образуют ряд довольно крупных массивов площадью до 250 км² (Ащисуйский, Баимбетский, Карлыбулакский, Чадский, Чунайский и др.), представляющих собой межформационные лакколитообразные тела в синклинорных зонах и мощные трещинные плутоны в антиклинорных. Почти все они сложены гранодиоритами, отвечающими главной фазе становления комплекса, и сопровождающими их гибридными породами. Только в Ащисуйском массиве адаметлиты II фазы преобладают над гранодиоритами. В небольших телах гибридные диориты и габбро не уступают по площади гранодиоритам. Баимбетский массив, по-видимому, менее чем другие эродированный, в значительной части сложен пестрой гаммой гибридных пород, неустойчивых ни по составу, ни по структурно-текстурным особенностям: диоритами и кварцевыми диоритами, сиенито-диоритами, сиеногранодиоритами, граносиенитами, кварцевыми сиенитами и сиенитами. Среди жильных пород ащисуйского комплекса помимо аплитов и мелкозернистых гранитов широко распространены диорито-порфириты и кварцевые диорито-порфириты, несколько меньше — диабазы и гранодиорит-порфиры; весьма возможно, что часть их принадлежит верхнесилурийскому комплексу.

Гранодиориты обычно средне- и крупнозернистые породы, в большинстве случаев порфировидные. Количественно-минералогический состав их варьирует в довольно широких пределах: олигоклаз-андезин № 24—33, как правило, зональный 38—45%, микроклин-пертит 22—28%, кварц 18—24%, обыкновенная роговая обманка 4—8%, биотит 3—7%; характерными акцессорными минералами являются магнетит и сфен, которым подчинены апатит и циркон.

Гранодиориты ащисуйского комплекса из наиболее молодых прорывают фаунистические охарактеризованные отложения верхнего ордовика и перекрыты туфами (Ащисуйский массив) кайдаульской свиты условно ниже-среднедевонского возраста, содержащими обломки гранодиоритов; они также прорваны многочисленными субвулканическими телами ниже-среднедевонских порфиров (Ащисуйский, Чунайский массивы).

В Абралинском синклинории, где размещены Ащисуйский и другие массивы рассматриваемого комплекса, верхнеордовикские отложения составляют один непрерывный разрез с силурийскими (альпеиская и жумацкая свиты), охарактеризованными ископаемой фауной лландовери и венлока, поэтому заключение о нижнесилурийском возрасте ащисуйского комплекса представляется весьма вероятным. В связи с этим встает другой вопрос — не являются ли ащисуйский и выделяемый в Абралинском же синклинории четский комплекс одновозрастными, поскольку тот и другой имеют один возрастной предел (нижний силур — нижний девон)? Прямых геологических данных для решения этого вопроса пока нет, а радиологические говорят за существование

двух комплексов. Абсолютный возраст ащисуйских гранодиоритов равен 475 млн. лет (два определения калий-аргоновым методом биотита из адамеллитов массива Ащису; А. И. Иванов), а гранодиоритов чарского комплекса (7 определений) 425 млн. лет.

С гранитоидными плутонами ащисуйского комплекса связаны широкие (до 2 км) поля разнообразных роговиков с телами скарнов, несущих железо-медную минерализацию.

Позднесилурийский гранодиорит-гранитовый (четский) комплекс. Позднесилурийские плутоны разнообразны по размерам; большая часть их имеет площадь 150—200 км² (Четский, Сарыкольский, Северо-Бурлюганский, Бакшокинский и др.), некоторые до 600—1000 км² (Южно-Бурлюганский, Чунайский). На современном эрозионном срезе менее вскрытые массивы сложены в основном гранодиоритами (Четский, Бакшокинский), в более глубоко эродированных наряду с гранодиоритами широко развиты адамеллиты и граниты (Сарыкольский массив), последние даже преобладают. Взаимоотношения между теми и другими оцениваются различно. Г. Ф. Ляпичев отмечает постепенные переходы между гранодиоритами и гранитами и считает верхнесилурийский комплекс однофазным. М. А. Оренбургский, М. К. Мясников, Н. В. Полянский, Н. А. Севрюгин и другие выделяют в нем породы четырех фаз внедрения: I — разнообразные гибридные габбро, диориты и сиенито-диориты; II — гранодиориты, адамеллиты, сиениты; III — биотитовые и биотито-роговообманковые граниты, граносиениты; IV — лейкократовые граниты. Большая часть пород первых двух фаз Г. Ф. Ляпичевым выделены в самостоятельный нижнесилурийский комплекс (ащисуйский), а граниты IV фазы — в верхнедевонский (чингизский); только гранитоиды II (частью) и III фаз считаются им верхнесилурийскими и описываются здесь как четский интрузивный комплекс.

Массивы четского комплекса представляют собой либо трещинные тела, увенчанные уплощенными куполами, либо межформационные лакколитообразные плутоны. Краевые и апикальные части массивов сложены гранодиоритами, отличающимися обилием в разной степени переработанных ксенолитов пород вмещающих эффузивных толщ. В непосредственном эндоконтакте они сменяются сиеногранодиоритами, сиенито-диоритами, кварцевыми диоритами и диоритами, связанными постепенными переходами. Внутрь массивов гранодиориты также постепенно переходят в биотито-роговообманковые адамеллиты и граниты. Структура и состав гранодиоритов, как и других гибридных пород, весьма неустойчивы; характерны — зональный плагиоклаз нескольких их поколений (олигоклаз — андезин, андезин), постоянная примесь моноклинового пироксена, быстро меняющиеся соотношения роговой обманки и биотита. В адамеллитах и биотито-роговообманковых гранитах сравнительно устойчиво содержание кварца (25—27%) и темноцветных минералов (8—12%); из полевых шпатов в первых несколько преобладает олигоклаз (около 40%), во вторых содержание его и микроклин-пертита близко; количественные соотношения амфибола и биотита меняются незакономерно. Для адамеллитов более характерен сфен, а для гранитов — циркон и апатит. Наиболее молодыми породами четского комплекса, помимо жильных, являются мелкозернистые лейкократовые граниты и аплит-граниты, содержащие примерно равные количества альбит-олигоклаза, решетчатого микроклин-пертита и кварца. Они слагают пластовые залежи, мелкие штоки, дайки и относятся к типу дополнительных интрузий. По сравнению с соответствующими среднемировыми типами пород адамеллиты и биотито-роговообманковые граниты чуть более бедны кремнекислотой, щелочами и более богаты фемическими компонентами.

Гранитоиды четского комплекса обычно окружены широкой (до 2—3 км) каймой ороговикованных пород, сравнительно мощной даже вдоль скрытых контактов тел. Из полезных ископаемых, пространственно связанных с гранитами, следует отметить медь.

Нижняя возрастная граница четского комплекса определяется активным контактом гранитоидов с фаунистически охарактеризованными нижнесилурийскими образованиями. Гранитоиды и граниты в свою очередь прорваны субвулканическими телами ниже-среднедевонских порфиров и сиенит-гранитами среднедевонского интрузивного комплекса, а южнее Машанского вулканического массива перекрыты ниже-среднедевонскими туфами. Верхняя возрастная граница четского комплекса все же является условной, поскольку ниже-среднедевонский возраст эффузивов кайдаульской свиты здесь палеонтологически не подтвержден. Однако абсолютный возраст рассматриваемых гранитоидов (425 млн. лет) не позволяет считать их более молодыми, чем верхний силур или начало девона.

В. Алкамергенском антиклинории и Баянаульском синклинории Н. А. Севрюгин выделяет многофазный верхнесилурийский комплекс (северо-западный Александровский, Койтасский и другие более мелкие массивы). Он отмечает такую последовательность внедрения: диориты, диоритовые и диабазовые порфириты, сиениты, сиенито-диориты; гранодиориты, плагиограниты и граниты; микрограниты и гранит-порфиры. Эта серия пород возможно и не составляет единой родственной группы, а объединяет разновозрастные образования, в большей части, вероятно, девонские, но принадлежащие герцинскому тектономагматическому циклу.

Среднедевонский (сарыкольский) комплекс гранитов, граносиенитов и щелочных гранитов. К этому комплексу относятся Кайнарский и Кызылобинский массивы в Абралинском синклинории площадью каждый около 100 км² и более мелкие тела. Они представляют собой цилиндрические тела центральных плутонов, связанные с вулканическими аппаратами и увенчанные лакколлитовой «шапкой». Кайнарский массив приурочен к одноименной синклинали, сложенной ниже-среднедевонскими кислыми эффузивами, которые он прорывает. Такого же типа плутон устанавливается по геофизическим данным под Машанским ниже-среднедевонским вулканом; на дневной поверхности обнажены гранит-порфировые выступы его. Кызылобинский плутон прорывает верхнеордовикские и нижнесилурийские толщи, а также гранодиориты четского комплекса и субвулканические гранит-порфировые дайки кайдаульской вулканогенной толщи. Верхняя возрастная граница рассматриваемого комплекса неизвестна; тесная пространственная связь гранитоидов и ниже-среднедевонских эффузивов кайдаульской свиты, сходство петрохимических и геохимических особенностей тех и других (Аксаментова, 1968) указывают на их комагматичность и близкий возраст. Многие геологи, однако, считают граниты Кайнарского массива наиболее молодыми из верхнепалеозойских. Абсолютный возраст биотита из граносиенитов Кызылобинского массива равен 395 млн. лет (два определения; А. И. Иванов); такими цифрами охарактеризованы среднедевонские гранитоиды из других районов Центрального Казахстана.

Среди гранитоидов сарыкольского комплекса преобладают аляскиты, лейкократовые граниты и граносиениты, а также их щелочные разновидности. Последние содержат эгирин и рибекит, количество которых достигает 10%; из аксессуарных минералов особенно характерны циркон, бадделейт, флюорит, магнетит. Эти породы относительно бедны глиноземом и магнием, обогащены щелочами, отличаются высокой железис-

тостью. Наряду с первичномагматическими, сарыкольский комплекс включает и метасоматические щелочные породы, которые, возможно, даже преобладают.

Позднедевонский (чингизский) гранитовый комплекс. Наиболее молодыми из позднекаледонских являются биотитовые граниты и аляскиты, слагающие в Абралинском синклиории несколько округлых в плане массивов (Северо-Сарыкольский, Шаткаланский, Саргалдакский, Мурджикский и др.) площадью от первых десятков до 200 км². Они прорывают все магматические образования вплоть до ниже-среднедевонских эффузивов кайдаульской свиты; взаимоотношения их с фаменскими отложениями (Мурджикский массив) неясны, хотя последние не обнаруживают заметного воздействия гранитоидов. Абсолютный возраст гранитов Северо-Сарыкольского массива равен 365 млн. лет (биотит, два определения, А. И. Иванов) *. Если опираться на эту цифру, то можно говорить, с одной стороны, о более молодом возрасте рассматриваемых гранитов по сравнению с описанными выше гранитоидами сарыкольского комплекса, а с другой — о более древнем возрасте относительно нижнекаменноугольных интрузивных пород Центрального Казахстана. При существующем уровне геологической изученности следует считать более вероятным верхнедевонский возраст гранитов Чингизского комплекса. Нельзя исключать, однако, что в этот комплекс сейчас включаются и более поздние, верхнепалеозойские плутоны. Чингизский комплекс однофазный. Доминируют в нем граниты, содержащие до 35—40% кварца и не более 4% биотита; плагиоклаз (№ 11—27) чаще количественно уступает микроклин-пертиту и нередко аляскитовые разновидности гранитов. Последние в крупных массивах, вероятно, принадлежат дополнительным интрузиям. В петрохимическом отношении биотитовые и аляскитовые граниты мало отличаются от соответствующих средних типов по Р. Дэли и находят себе аналогов среди герцинских гранитоидов Центрального Казахстана, в том числе и акчатауских. В некоторых массивах чингизского комплекса (Пышентайский) отмечается грейзенизация и альбитизация гранитов. В экзоконтакте Саргалдакского массива известны скарны с полиметаллической и редкометальной минерализацией.

МАГМАТИЗМ ЗОНЫ КРАЕВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Западный сектор

Доверхнелудловский комплекс. Интрузивы этого комплекса располагаются в краевых частях Бурунтавского антиклинория, слагая многочисленные небольшие (до 100 км²) тела по периферии Ертебулакского и Тасжарганского девонских гранитных массивов (Маркова, 1961). Интрузивы сложены разнообразными нередко катаклазированными, гнейсовидными породами, состав которых меняется от гранитов до кварцевых диоритов, а в краевых частях массивов появляются габбро-диориты и габбро. Среди жильных пород широко развиты дайки второго этапа. В Сарытумской зоне подобные породы имеют активный контакт с толщей ордовика и перекрываются фаунистически охарактеризованными лудловскими конгломератами.

Среднедевонский гранодиоритовый комплекс. Гранитоиды этого комплекса имеют активные контакты с осадочными отложениями силура и вулканитами нижнего девона, а перекрываются эффузивами сред-

* Н. П. Полянский, указывает, что биотит из гранитов Саргалдакского массива, по определению Т. П. Семеновой (Лаб. ҚазИМСа), имеет возраст 390—395 млн. лет.

него девона. Определения абсолютного возраста гранитов по биотиту дают цифры в пределах 382—410 млн. лет, при среднем значении 396 млн. лет. Рассматриваемые гранитоиды принадлежат выделенному В. С. Коптевым-Дворниковым и др. (Коптев-Дворников, 1962; Маркова, 1961) первому девонскому комплексу. В пределах Центрального Казахстана к этому комплексу относятся Шокшанский, Белькудукский массивы южной части Новалы-Кызылэспинского антиклинория, Шувакский, Джаксыкудукский и другие массивы Приатасуйского синклинория (Сасырлыкского прогиба); площадь массивов колеблется от 10 до 64 км². Петрографическое разнообразие гранитоидов этого комплекса (табл. 12), среди которых преобладают гранодиориты, О. С. Полквой связывает с проявлением гибридизма.

Таблица 12

Минеральный состав среднедевонского комплекса

Массивы	Автор	Породы	Минералы в %				
			плагио- клаз	кали- шпат	кварц	темно- цвет- ные	акцес- сорные
Шокшанский	А. Н. Нурлыбаев, 1963	Плагиогранит	55,4	2,8	26,4	15,0	0,4
Белькудукский	Тот же	"	53,6	2,0	28,0	17,4	0,5
Шувак	С. Г. Токмачева	"	60,0	2,0	30,0	7,0	1,0
"	"	Гранодиориты	51,0	10,0	22,5	15,0	1,5
Джаксыкудук	"	Кварцевый диорит	51,0	8,0	10,0	30,0	1,0

Темноцветные минералы гранитоидов имеют неустойчивую железистость 34—52% для роговых обманок и 56—63% для биотитов. Плагиоклазы по составу отвечают олигоклаз — андезину (№ 20—40). Калиевые полевые шпаты характеризуются большой вариацией углов оптических осей (от 60 до 85°), что соответствует ряду триклинный ортоклаз — максимальный микроклин. По химическому составу породы отвечают ряду гранит — гранодиорит, в котором выделяются разновидности нормального и плюмазитового характера. Преобладание натрия над калием типично для пород интрузивов Северо-Западного Прибалхашья, в интрузивах Бетпак-Далы оно проявлено не столь четко. Состав аксессуарных минералов отвечает апатит-ортит-рутиловой ассоциации, при наличии цирконового уклона в породах Прибалхашья и титаномагнетитового в гранитоидах Бетпак-Далы. Первый девонский комплекс отличается своей стерильностью в отношении рудопроявлений.

Позднедевонский гранитовый комплекс. Впервые этот интрузивный комплекс в Бетпак-Дале был выделен О. С. Полквой (1960). Массивы этого комплекса прорывают толщи кембрия, ордовика, силура и нижнего — среднего девона, а в ряде пунктов перекрываются фаунистически датированными отложениями верхов девона и низов карбона (ишимские слои). Особенно большое количество гальки и валунов гранитов отмечается в конгломератах каркаралинской свиты Токрауской впадины. Б. И. Борсук (1955) некоторые гранитные массивы Бетпак-Далы считает герцинскими, связанными со среднекарбоновой фазой складчатости.

Все крупные массивы девонских гранитов (площадью 75—250 до 500—800 км²) являются межформационными телами, тяготеющими к поверхности несогласия между девонскими вулканитами и толщами кембрия и ордовика. По данным В. С. Коптева-Дворникова (1960), крупные массивы имеют форму гигантских по площади маломощных пластин, сформировавшихся в результате одновременного внедрения огромных масс магмы. Большинство массивов сосредоточено в периферических, горст-антиклинальных по строению бортах Приатасуйского (Сасырлыкского по Н. Г. Марковой) и Западно-Балхашского синклиниориев. Северный борт Приатасуйского синклиниория фиксируется выходами огромного Кылчинского массива, южный борт той же структуры — выходами не меньшего по размерам Ергебулакского массива, тяготеющего также к северо-западному периклинальному погружению Бурунтавского антиклиниория. Западно-Балхашский синклиниорий оконтуривается с севера широтной дугой Атарского массива, с востока — близмеридиональной цепью массивов (Жзылэспе, Южно-Шокшанский, Акшут, Кокзабой), расположенных в ядре Новалы-Кзылэспинского антиклиниория. В горстовом блоке северо-восточного простирания (Акдолинское поперечное поднятие по Н. Г. Марковой), разделяющем Приатасуйский и Западно-Балхашский синклиниории, обнажаются граниты массива Матуртюбек, продолжающиеся далее на юго-запад в виде Булаттауского массива. Крупным гранитным массивом в гравитационном поле отвечают интенсивные гравитационные ступени, осложненные в некоторых пунктах локальными отрицательными аномалиями силы тяжести, связанными с позднегерцинской активизацией. Некоторые из крупных массивов (Атар, Матуртюбек), слагающие ядра нижекаменноугольных горст-антиклиналей, буквально изрешечены дайками гранит-порфиров и порфиритов, относимыми О. С. Полквой к дайкам II этапа, а А. В. Адеевым к самостоятельному саурскому дайковому комплексу.

Более мелкие изометричные плутоны девонских гранитов внутренних частей синклиниория (Таятхан, Шунак, Кызылтас, Мунглу) размещаются, вероятно, под основаниями крупных девонских купольных и кальдерных вулканов. Изометричные кальдеро-плутоны отмечаются в гравитационном поле интенсивными минимумами, сопоставимыми с минимумами, характерными для пермских гранитных плутонов ачка-тауского комплекса Токрауской впадины; в связи с этим некоторые исследователи считают эти массивы пермскими. Особый интерес представляют субщелочные гранитоиды массивов Таятхан и Шунак. Они тесно связаны с субщелочными кристаллотуфами крупных кальдерных вулканов, прорванных кольцеподобными поясами даек граносиенит-порфиров.

В рассматриваемом комплексе преобладают биотитовые граниты, дающие переходы в лейкократовые и аляскитовые разновидности.

По данным последних тематических исследований Е. Е. Рожко и А. С. Острога (1969 г.), в строении большинства гранитных плутонов выделяются породы нескольких интрузивных фаз: I — габбро, диориты, кварцевые диориты (ксенолиты и останцы кровли, занимающие незначительные площади в пределах интрузивов); II — графодиориты, адамеллиты, реже кварцевые диориты; III — крупнозернистые биотитовые граниты и лейкократовые граниты; IV — среднезернистые, часто порфировидные биотитовые и лейкократовые граниты; V — фазы дополнительных интрузий, небольшие изометричные и дайкообразные тела мелкозернистых лейкократовых гранитов и гранит-порфиров. Средние петрографические составы пород различных фаз, подсчитанные по массивам Кылча, Салбек и Матуртюбек, приведены в табл. 13.

Т а б л и ц а 13

Фазы	Минералы в %						Аксессуарные минералы
	кварц	калиншпат	плагноклаз	биотит	мусковит	амфибол	
I	14,1	7,5	42,1	—	—	36,3	зн.
II	28,5	26,6	36,8	2,1	5,4	—	0,8
III	34,6	46,6	17,5	1,0	—	—	0,3
IV	39,4	33,7	24,9	1,7	—	—	0,3
V	37,5	39,5	24,5	0,2	0,1	—	0,2

В Қылчинском интрузиве основными аксессуарными минералами являются циркон и флюорит, в единичных знаках и весовых количествах в большинстве проб отмечены сфен и апатит. Для пород II фазы характерно низкое содержание магнетита и флюорита, присутствие анатаза, граната, рутила, реже касситерита. Крупнозернистые граниты III фазы выделяются высокими содержаниями магнетита, гематита, флюорита и циркона. В IV фазе встречаются также монацит, турмалин и др., практически отсутствующие в гранитоидах II и III фаз, а также в заметных количествах — сфен и ильменит. Граниты V фазы отличаются более высокими содержаниями ильменита и монацита по отношению к породам более ранних фаз. Рудные аксессуарные минералы в гранитах представлены халькопиритом, борнитом, халькозином, маляхитом, галенитом, молибденитом и редко шеелитом. Из рудных минералов наиболее часто встречается пирит, нередко — молибденит и галенит.

Северо-западный сектор

В северо-западном секторе краевого вулканического пояса намечается две зоны позднекаледонских интрузий: западная — Шубаркульско-Теректинская и восточная — Акжальская, где выделяются среднедевонские и верхнедевонские гранитоидные комплексы; особенности состава их приведены в табл. 14. Одновозрастные комплексы этих зон имеют более или менее существенные отличия.

ШУБАРКУЛЬСКО-ТЕРЕКТИНСКАЯ ЗОНА ИНТРУЗИИ

Среднедевонский комплекс. Возрастное положение определяется активными контактами гранитоидов с вулканогенными породами нижнего—среднего девона и присутствием в отложениях нижней вулканогенно-осадочной части жаксыконской серии (средний девон — франский ярус) обломков гранитоидов, аналогичных породам этого комплекса. К нему отнесены Теректинский (около 500 км²), Карамендинский (около 700 км²), Жамантасский (около 300 км) и Шубаркульский (около 250 км) массивы. В последние годы И. Л. Дорохов, В. Н. Завражнов и др. (1966) в пределах Теректинского и Карамендинского массивов выделили более ранний комплекс гранодиоритов. Единственным доводом в пользу этого является находка в альбитофировой свите нижнего—среднего девона обломков гранодиоритов, поэтому додевонский возраст отмеченных гранодиоритов не может считаться обоснованным. Все массивы приурочены к горст-антиклиналям и в плане вытянуты в субширотном направлении, причем северные и иногда южные контакты их совпадают с крупными разрывами. Характер размещения пород эндоконтактной фации и ксенолитов свидетельствует о том, что

внедрение массивов контролировалось отмеченными субширотными нарушениями. На контактах с вмещающими отложениями нижнего палеозоя и вулканогенными образованиями нижнего—среднего девона возникают роговики, отвечающие роговообманково-роговиковой и альбит-эпидот-роговиковой фациям, а в некоторых участках эпидот-гранатовые скарны.

Массивы сложены преимущественно гранодиоритами и биотитовыми гранитами крупнозернистого сложения (см. табл. 14). Во всех породах, особенно в краевых фациях, заключено большое количество интенсивно переработанных ксенолитов глубинного происхождения и местных ксенолитов, сложенных роговиками. Явления ассимиляции и гибридизма привели к появлению в эндоконтактах более меланократовых разновидностей пород: диоритов, габбро-диоритов и даже габбро. Аляскитовые и лейкократовые граниты дополнительных интрузий залегают в виде штоков и пологих тел площадью до 10 км^2 . Первый этап жильного процесса в массивах завершается пневматогидротермальной деятельностью, в результате которой возникают кварцево-полевошпатовые и высокотемпературные кварцевые жилы, сопровождающиеся грейзенизацией. По химическому составу гранодиориты являются нормальными породами, близкими среднему составу гранодиорита по Р. Дэли, иногда отмечается избыток Al_2O_3 . Биотитовые и лейкократовые граниты являются породами, пересыщенными глиноземом, Na_2O преобладает над K_2O (см. табл. 14). Геохимические особенности гранитоидов среднедевонского возраста заключаются в обогащении элементами группы железа (V, Cr, Ni, Co, Ti) эндоконтактных пород. Биотитовые и лейкократовые граниты, а также аляскиты характеризуются накоплением Cu, Mo, Pb, W. Для всех гранитоидов характерно высокое содержание свинца. Со среднедевонскими гранитоидами связаны молибден-вольфрамовые рудопроявления.

Граниты *позднедевонского комплекса* прорывают породы, относящиеся к нижней части жаксыконской серии, обломки их содержатся в верхней красноцветной части жаксыконской серии. К этому комплексу отнесены аляскитовые граниты сопки Обалы-Кумкудук и севернее них, а также в верховьях р. Уронсай. Общая площадь выходов гранитов составляет около 25 км^2 . Наиболее крупным является Обалы-Кумкудукский массив, занимающий площадь 8 км^2 . Он прорывает липаритовые порфиры и их туфы, относящиеся к нижней части жаксыконской серии. Эндоконтактная фация представлена резко порфиroidными аляскитовыми гранитами. В химическом отношении (см. табл. 14) граниты верхнедевонского комплекса отличаются от аналогичных гранитов среднедевонского комплекса отсутствием анортитовой извести и большими значениями характеристик «b» и «a». В гранитах Обалы-Кумкудукского массива отмечаются повышенные содержания кобальта, молибдена, свинца.

АКЖАЛЬСКАЯ ЗОНА ИНТРУЗИИ

Данная зона совпадает с внутренней частью краевого вулканического пояса, для которой характерен исключительно липаритовый вулканизм. Здесь выделяется два интрузивных комплекса.

Возрастное положение *среднедевонского комплекса* определяется тем, что адаметлиты прорывают эффузивные образования альбитофировой (кайдаульской) свиты D_{1-2} , а обломки их находятся в туфах липаритовых порфиром жаксыконской серии. К этому комплексу отнесены Коккудуктубинский, Аршалинский, Шадский, Батысайганский, Бырайрыкский и Акжальский массивы. Площади их невелики и сильно

Средние количественно-минеральные и химические составы девонских интрузивных образований
Северо-Западного сектора краевого вулканического пояса

Таблица 14

Комплексы, массивы	Фазы и фации	Главные породообразующие минералы (в объемных %)					
		кварц	плагиоклаз	Кали- натровый полевой шпат	Бiotит	роговая обманка	пироксен
Среднедевонский (Теректинский, Карамендинский, Шубаркульский)	Шубаркульско-Теректинская зона интрузий (западная часть Сарысу-Тенизского водораздела)						
	I фаза						
	Главная интрузивная фация (биотитовые лейкократовые граниты)	30	36 (№ 30)	25	8	1	—
	Фация эндоконтактов						
	Гранодиориты	20	47 (№ 35)	18	7	8	—
	Граносиениты	18	35 (№ 35)	34	2	10	—
	Кварцевые диориты	16	53 (№ 40)	5	6	19	—
	Габбро-диориты	4	54 (№ 42)	—	3	34	5
	Габбро	—	56 (№ 55)	—	2	32	9
	II фаза						
(дополнительных интрузивов)							
Лейкократовые граниты	35	33 (№ 25)	30	2	—	—	
Аляскитовые граниты	42	12 (№ 12)	44	2	—	—	
Аляскитовые граниты	+	+	+	+	—	—	
Верхнедевонский (Обвалы-Кумку- дук)	Акжальская зона интрузий (восточная часть Сарысу-Тенизского водораздела)						
	Главная интрузивная фация (адамеллиты)	19	40 (№ 32)	32	3	5	1
Среднедевонский (Коккудуктубе, Аршалы, Батысойган, Акжал, Бы- райрык)	I фаза						
	Фация эндоконтактов (гранодиориты)	16	49 (№ 35)	24	2	10	—
Верхнедевонский (Амантау, Бела- дыр, Алаколь, Сарыадыр, Сюр- тускен, Сарыузен, Аксай, Байгут)	Главные интрузивные фазы (фация биотитовые граниты)	36	31 (№ 30)	26	8	1	—
	II фаза						
	Лейкократовые и аляскитовые граниты	22	7 (№ 10)	69	2	1	—
	Биотитовые порфиоровидные граниты	31	32 (№ 26)	33	3,5	—	—

Второстепенные минералы	Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому											Примечания
	a	b	c	s	a'	f'	m'	c'	n	Q	a/c	
Циркон, апатит, сфен, рудный	12,6	6,1	4,1	77,3	—	57,1	41,0	2,0	65,4	+27,6	3	Для биотитовых гранитов
	13,8	1,1	2,7	72,4	50,0	17,0	33,0	—	56,0	+24,5	5	Для лейкократовых гранитов
Циркон, апатит, сфен, рудный	12,5	6,8	4,1	76,6	—	54,5	42,4	3,0	64,0	+21,2	3	Для гранодиоритов
Апатит, циркон, рудный, сфен, турмалин, ортит, флюорит	14,2	2,2	1,1	82,5	41,2	47,1	11,8	—	55,5	+35,5	12	Для лейкократовых гранитов
Циркон, апатит, рудный, рутил	13,1	4,3	0	82,5	74,6	25,4	0	—	60,4	+37,4		
Циркон, апатит, ортит, рудный, турмалин, сфен	14,2	13,2	3,1	69,5	52,7	27,8	19,5	—	64,5	+7,5	4	5 анализов
Циркон, апатит, сфен, рудный	11,9	8,6	4,7	74,8	12,8	47,2	40,0	—	62,8	+21,1	2	7 анализов
Циркон, апатит, сфен, рудный	12,3	5,6	2,6	79,4	24,6	49,3	24,1	—	66,3	+34,5	5	13 анализов
Апатит, циркон, ортит, рудный, турмалин, сфен	11,8	5,0	0,9	82,2	64,9	25,9	9,1	—	61,6	+33,3	13	2 анализа
Циркон, апатит, рудный, сфен	7,1	6,8	1,7	84,4	18	79	3	—	66	+47,8		2 анализа

варьируют по размерам (Коккудукский 60 км² Бырайрыкский 1 км²). Массивы однофазные и слабо эродированы.

Адамеллиты (см. табл. 14) являются единственными представителями горных пород среднедевонского комплекса. Они средне- и мелкозернистые, обладают порфиroidной структурой. Среди аксессуаров содержат минералы свинца и цинка. Жильные образования представлены адамеллитами, гранитами и аплитами. Дайки II этапа отсутствуют. В петрохимическом отношении адамеллиты характеризуются значительной величиной коэффициента «b» (6—14), «с» (2—3), $p > 60$ (см. табл. 14), что хорошо согласуется с их гибридным генезисом. Адамеллиты характеризуются пониженными по отношению к кларковому содержаниями титана, хрома, марганца, кобальта, меди, олова; близкими к кларку количествами никеля и повышенными — ванадия, цинка, свинца.

Весьма характерным для среднедевонских гранитоидов является широкое развитие процессов глубинного гибридизма, проявившихся преимущественно в ассимиляции глубокозалегающих пород и очень слабая переработка ксенолитов вмещающих пород, проявившаяся в основном в ороговиковании. Ширина контактового ореола колеблется в пределах первых десятков метров.

Позднедевонский комплекс. Верхнедевонскими гранитоидами прованы эффузивы жаксыконской серии, а перекрыты они верхнефаменскими и нижнетурнейскими карбонатными толщами. К этому комплексу относятся Амантауский, Беладырский, Егизкаринский, Акдаласорский, Алакольский, Сарыадырский, Баягуатский, Сюртускенский, Сарыузенский, Аккайский и значительное число более мелких массивов, представляющих сателлиты первых. Массивы приурочены к ядрам брахиантиклинальных структур. Контуры их большей частью извилистые, неправильные, а размеры варьируют от первых десятков до сотен квадратных километров. Интрузивы часто многофазные, в строении их принимают участие породы II—III фаз, а также многочисленные жильные образования первого и второго этапов. Породы II и III фаз, как правило, приурочены к краевым или апикальным частям массивов, а жильные породы второго этапа образуют протяженные пояса даек, вероятно, приуроченные к зонам тектонических нарушений.

Среди пород верхнедевонского комплекса наибольшим распространением пользуются биотитовые граниты главной интрузивной фации I фазы, краевая и апикальная фации их представлены гранодиоритами и лейкократовыми гранитами. Особенности состава пород комплекса видны из табл. 14. В петрохимическом отношении верхнедевонские граниты характеризуются значительными колебаниями характеристик «a» (7,1—19,7) и «b» (1,6—14,2) и меньшей «с» (0—5,1); гибридные породы характеризуются максимальными значениями характеристик «b» и «с». Более кислые представители относятся к породам, пересыщенным глиноземом, более основные — к породам нормального ряда. Породы комплекса характеризуются пониженным (по отношению к кларковому) содержанием титана, хрома, марганца, циркония, меди, цинка, олова; повышенным или близким к кларковому содержанием ванадия, никеля, кобальта, молибдена, свинца. Характерно постоянно повышенное содержание молибдена во всех гранитоидах этого комплекса; в отдельных массивах отмечены концентрации свинца, меди и вольфрама. Рудопроявлений, связанных с гранитоидами верхнедевонского комплекса, не выявлено.

Явления гибридизма для верхнедевонских гранитоидов менее характерны, чем для среднедевонских.

Северный сектор

В северном секторе краевого вулканического пояса известны средне- и верхнедевонские интрузивные образования, представленные в основном гранитоидами. Они распространены главным образом в северной, внешней зоне вулканического пояса и изучались в процессе геологосъемочных и поисковых работ Н. Г. Кассиным (1931), Н. А. Севрюгиным (1965), Г. Ф. Ляпичевым, В. И. Гаврилиным, И. В. Голиковым-Заволженским, О. У. Омаровым и др. Перечисленными исследователями все интрузивные образования вулканического пояса относились к верхнепалеозойскому комплексу, и лишь в последние годы среди них были выделены девонские гранитоиды (Федоров, 1966).

Среднедевонский комплекс. Гранитоиды среднедевонского комплекса расположены в полосе субширотного простираения, приуроченной к внешней зоне вулканического пояса. Они входят в состав нескольких крупных сложно построенных плутонов — Восточно-Кызылтауского, Центрально-Кызылтауского, Мурунтальского, Корнеевского и др. Гранитоиды активно воздействуют на отложения нижнедевонской семизбугинской свиты и нигде не имеют контактов с более молодыми отложениями, но прорваны жерловыми образованиями, сопоставляющимися с вулканитами среднедевонского возраста. Комагматичность гранитоидов и нижнедевонских вулканитов, образующих вулканоплутоническую ассоциацию, пространственная связь гранитоидов с девонскими вулканотектоническими депрессиями (Федоров, 1965) подтверждает девонский возраст выделенного комплекса. Гранитоиды занимают преимущественно межформационное положение между древнепалеозойским фундаментом и толщами девонских вулканитов, слагая гарполитообразные массивы.

Среднедевонский комплекс включает породы четырех фаз внедрения и дайковые образования. К I фазе условно отнесены гибридные диориты и гранодиориты, небольшие останцы которых пересечены апофизами гранитов второй. Диориты состоят из андезина № 30—35, зеленой роговой обманки ($C:N_{g}=20^{\circ}$), реже — кварца, калинатрового полевого шпата, авгита, биотита и аксессуарных минералов — сфена, апатита, циркона, магнетита. Они крайне неоднородны по зернистости и составу: происходит частая смена мелкозернистых и порфириовидных пород среднезернистыми и крупнозернистыми, обогащенных темноцветными минералами — лейкократовыми породами. Наиболее распространенными в комплексе являются лейкократовые и мезократовые биотитовые граниты II фазы. Они сложены плагиоклазом № 15—20 (15—35%), калинатровым полевым шпатом с микроклиновой решеткой (45—75%), кварцем (20—35%), биотитом (до 5%); аксессуарные минералы — циркон, апатит, сфен, магнетит, топаз, флюорит.

Среди пород III фазы отмечаются граниты, гранодиориты, граносиениты, щелочные граниты. Это мелкозернистые, иногда среднезернистые породы, нередко порфириовидные, местами с миаролитовой текстурой, с метасоматической гранофировой (псевдографической) структурой; характерна неустойчивость состава, в целом лейкократовый облик при непостоянном содержании кварца (исчезающего на отдельных участках) и калиевого полевого шпата, наличие гибридных зон, обогащенных меланократовыми ксенолитами и шлирами. Темноцветные минералы — чаще всего биотит, реже игольчатый амфибол — обычно изменены. В мало распространенных щелочных гранитах присутствует арфедсонит. Породы IV фазы внедрения — преимущественно аляскитовые и лейкократовые граниты, приуроченные, как правило, к контактными частям массивов. Среди жильных образований выделяются по-

роды первого (пегматиты, граниты, аплиты и др.) и второго (лампрофиры, гранит-порфиры, диорит-порфириты) этапов формирования.

Постмагматические процессы проявились в образовании грейзенов и кварцевых жил. Контактные зоны роговиков имеют мощность в десятки и иногда сотни метров. Над апикальными участками массивов в ряде случаев отмечается гранитизация девонских эффузивов.

Петрохимически граниты II фазы близки к среднему граниту по Р. Дэли, отличаясь иногда несколько повышенным содержанием щелочей; натрий в них преобладает над калием; граниты пересыщены глиноземом. Гранитоиды III фазы внедрения представляют группу гетерогенных пород, в формировании которых значительную роль играли процессы гидридизма и метасоматоза. Они в целом более обогащены щелочами, чем гранитоиды второй фазы. Гибридные диориты и гранодиориты первой фазы характеризуются повышенными содержаниями элементов группы железа, по сравнению с кларками: кобальта и хрома в 3 раза, никеля в 1,5, меди — в 2,5 и пониженными содержаниями стронция и циркония соответственно в 1,5 и 4,5 раза. Граниты II и III фаз внедрения весьма сходны по своим геохимическим особенностям. Содержание кобальта в них постоянно выше кларкового (в среднем в 2 раза), никеля близко к кларковому; хром в гранитах не обнаружен, ванадий постоянно присутствует в гранитах в количестве 0,5—2 кларка. Медь обычно находится в концентрациях в 2 раза меньше кларковых, так же как свинец. Молибден содержится в количествах, близких к кларковым, а концентрации циркония, стронция и бария в 2 и более раз выше, по сравнению с кларковыми.

С гранитоидами среднедевонского комплекса ассоциируют вторичные кварциты, а также полиметаллическая гидротермальная рудная формация, характеризующаяся присутствием меди, свинца, цинка. Оруденение в большинстве случаев контролируется дайками диорит-порфиритов, диабазов и гранит-порфиров второго этапа внедрения и в целом приурочено к полосе субширотного простирания.

Позднедевонский комплекс. Во внутренней зоне вулканического пояса к этому комплексу отнесены Акжальский и Жунбайский гранодиоритовые массивы. Акжальский массив, расположенный юго-восточнее гор Желтау, имеет в плане форму клина, вытянутого в северо-западном направлении на 25 км; ширина его изменяется с севера на юг от 11 до 1,5 км. Ю. В. Юнаковская предполагает (геофизические данные), что массив представляет пластообразное тело мощностью 1 км. Интрузив сложен тремя разностями гранитоидов, отвечающих последовательным фазам внедрения (от более древних к молодым): диорит-порфиритами, гранодиоритами, диоритами (пользуются наиболее широким площадным распространением) и плагиогранитами. Жунбайский массив, расположенный в 40 км юго-юго-восточнее горы Большой Семиз-Бугу, вытянут в широтном направлении на 7 км при ширине около 2 км. Он сложен гранодиоритами, аналогичными породам II фазы Акжальского массива. Жильная серия обеих интрузий представлена дайками первого этапа (мелкозернистые граниты, аплиты) и второго этапа (гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, диорит-порфириты, габбро-диабазы). Контактные изменения вмещающих пород проявились в образовании маломощных зон роговиков. Интрузивные породы верхнедевонского комплекса отличаются широким проявлением гибридизма, о чем свидетельствуют их непостоянный состав, обилие ксенолитов и шлировых обособлений.

По петрохимическим особенностям гранитоиды сходны с гранодиоритами и диоритами среднемирового типа по Р. Дэли, отличаясь от них недосыщенностью щелочами и существенным преобладанием натрия

над калием; количество полевошпатовой извести в них завышено, устанавливается недосыщение или пересыщение кремнеземом. В цветных компонентах преобладает магниево-железистая составляющая. Геохимию гранитоидов зоны определяют повышенные относительно кларка содержания кобальта и ванадия, пониженные — свинца, циркония и стронция. С позднедевонским комплексом гранитоидов парагенетически связана гидротермальная молибденит-борнит-халькопиритовая рудная формация.

Описанные гранитоиды прорывают ордовикские и нижнедевонские отложения, верхняя возрастная граница их неизвестна; Акжальский массив прорван верхнепалеозойскими гранитоидами Койтасского интрузива. Условно описанный интрузивный комплекс датируется верхним девонем на основании петрохимического и геохимического сходства пород с верхнедевонскими субвулканическими образованиями.

Восточный сектор

Позднеордовикский диорит-плагиогранитовый (космурунский) комплекс. Известно всего несколько небольших массивов этого комплекса, наиболее крупный из них Космурунский площадью около 25 км². Они подчинены зоне долгоживущих региональных разломов, разграничивающих каледониды Чингиз-Тарбагатайской и герциниды Джунгаро-Балхашской складчатых систем. Массивы имеют чаще всего дайкообразную форму и иногда осложнены куполами, реже встречаются штоки. Гранитоиды прорывают верхнеордовикские вулканогенные образования; Космурунский массив перекрыт альпеисской свитой нижнего силура, а в окрестностях Подгорненского массива нижнесилурийские отложения содержат гальку плагиогранитов этого массива (Савочкина, 1960).

В более крупных массивах космурунского комплекса помимо жильных пород отмечается три фазы внедрения: кварцевые диориты с диоритовыми и габбровыми гибридными эндоконтактовыми фациями, плагиограниты и наиболее поздние натровые аляскиты. Жильная серия включает плагиогранит-порфиры, плагиоаплиты и более поздние диоритовые и кварцевые диоритовые порфириты. Наиболее распространены кварцевые диориты, хотя встречаются тела, сложенные почти нацело плагиогранитами. Кварцевые диориты содержат: 50—65% плагиоклаза нескольких генераций, из которых более ранний (нередко зональный) принадлежит андезину № 35—40; от 10 до 30% обыкновенной роговой обманки; кварц (7—12%) калиевый полевой шпат (до 10%), примесь биотита (около 2%) и акцессории — апатит, циркон, сфен, магнетит. В плагиогранитах плагиоклаз более кислый (№ 27—32), содержание кварца достигает 35%; калишпат, хлоритизированный биотит и роговая обманка чаще всего отмечаются лишь в виде примеси. Натровые аляскиты имеют такой состав: альбит 36%, решетчатый микроклин-пертит 30%, биотит, роговая обманка, циркон, апатит, магнетит. По петрографическим и петрохимическим особенностям породы космурунского комплекса подобны гранитоидам габбро-плагиогранитовых комплексов кембрия Казахстана и других регионов.

Среднедевонский (?) гранодиоритовый комплекс. В северной (Предчингизской) части Чубартау-Урджарского синклиория известно несколько мелких штоков и лакколитообразных гранодиоритовых тел, наиболее крупное из которых (Сарытаусский массив) имеет площадь 25—30 км². Гранодиориты отличаются примерно равными содержаниями серицитизированного плагиоклаза и калиевого полевого шпата, темноцветный минерал в них представлен главным образом хлоритизированной роговой обманкой (15—20%). Они имеют активный контакт

с ниже-среднедевонскими лавами кайдаульской свиты и прорваны описываемыми ниже аляскитовыми гранитами.

Позднедевонский (?) комплекс аляскитов. Весьма однообразные по составу и структуре аляскиты известны в Сарытауском массиве, а также слагают самостоятельные мелкие штокообразные тела площадью в первые квадратные километры. Аляскиты почти не содержат автономного плагиоклаза, лишь иногда отмечаются реликты его в пертитых замещениях; калиевый полевой шпат представлен чаще всего микроклин-пертитом распада и замещения с большим (до 50%) объемом пертитовых сростков; изредка встречается биотит. Аляскиты прорывают условно среднедевонские гранодиориты. Верхняя возрастная граница их неизвестна. Н. В. Аксаментова (1968), отмечая тесную пространственную связь тех и других с ниже-среднедевонскими субвулканическими интрузиями и сходство петрохимических и геохимических черт гранитоидов и эффузивов кайдаульской свиты, считает гранодиориты и аляскиты принадлежащими одному среднедевонскому интрузивному комплексу. По аналогии с другими частями краевого вулканического пояса для аляскитов Чубартау-Урджарского синклинория можно предполагать верхнедевонский возраст.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В Джунгаро-Балхашской системе каледонские интрузии известны только в выступах каледонид, крупнейшим из которых является Атасу-Моинтинский антиклинорий. Здесь выделяются следующие комплексы.

Позднеордовикский комплекс малых интрузий. Интрузивные образования этого комплекса развиты исключительно широко на всей территории Атасу-Жамшинского междуречья. Они имеют активные контакты с рифейскими осадочными и вулканогенными образованиями, а также терригенно-карбонатными породами кембрия и ордовика (до лландейльского яруса включительно), а сами прорваны верхнеордовикскими гранитоидами. Интрузивы приурочены к ядерным и бортовым частям верхнеордовикских антиклинальных зон, имеющих зачастую веерообразное строение. В метаморфических сланцах рифея и осадочных породах кембрия и ордовика интрузивные тела имеют форму факолитов и силлов. В гранитах и липаритовых порфирах (порфириоидах) рифея интрузии формируют обычно крутопадающие дайки, мощные линзовидные, редко — пластовые тела. Главными особенностями интрузивных тел комплекса являются: почти повсеместное рассланцевание, однозначное с рассланцеванием вмещающих пород, четкая приуроченность хорошо раскристаллизованных пород к самым низам разреза рифейских стратифицированных образований и глубинным частям гранитных плутонов рифея. Среди ордовикских отложений эти тела характеризуются резко гипабиссальным обликом и миндалекаменными текстурами. Мощность даек не превышает 10—15 м. Ширина выходов факолитов в урочище Актынсынган и горах Ортауа варьирует от 20—50 до 100—200 и даже 500 м, сокращаясь на крыльях складок до нуля. По форме в плане и разрезе факолиты сходны с многоярусными седловидными жилами типа «Бендиго». Наиболее крупные факолиты характерны для Саранской антиклинали, где суммарная мощность интрузивных тел достигает 6 км. Сланцеватые текстуры, характерные для интрузивных тел комплекса, относятся к типу кливажа осевой плоскости — к слоевому кливажу. В мощных факолитах габбро Ортау-Космурунского района вместо катакластических структур и кристаллизационной сланцеватости развиты плоскостные текстуры течения, параллель-

ные контактовым поверхностям интрузивных тел. Все эти факты свидетельствуют о том, что образование факолитов происходило одновременно со смятием пород в складки в верхнеордовикскую фазу складчатости.

Внутреннее строение интрузивов простое; они сложены диабазовыми, реже диоритовыми порфиритами, а более глубинные тела—габбро, реже габбро-диоритами. Однако в ряде пунктов отмечается две фазы внедрения, причем продукты первой фазы имеют гипербазитовый состав. Так, в Ортау-Космурунском районе * к ранней фазе относятся тела аподунитовых и апоперидотитовых серпентинитов, вслед за которыми образовались мощные факолиты крупнозернистых габбро, сопровождающиеся жилами мелкозернистых габбро, спессартитов и габбро-пегматитов. Габбро представлены исключительно роговообманковыми разностями, состоящими из сосюртитизированного зонального плагиоклаза (от лабрадора № 55 60—70 в центре до олигоклаз-андезина № 30—46 в краевых зонах) и роговой обманки. Сильно рассланцованные породы превращены в настоящие зеленые сланцы. Контактные воздействия интрузий на вмещающие породы отмечены лишь для крупных габбровых тел Ортау-Космурунского района. В зонах экзоконтактов габбровых факолитов рифейские сланцы интенсивно амфиболитизированы, а известняки—мраморизированы и серпентинизированы.

Позднеордовикский гранодиоритовый комплекс (акжальский). Интрузии этого комплекса прорывают породы рифея, кембрия и ордовика до лландейльского яруса включительно, перекрываясь с размывом фаунистически охарактеризованными терригенными породами силура и жединского яруса нижнего девона. Цифры абсолютного возраста гранитоидов комплекса варьируют от 357 до 550 млн. лет. Породами комплекса сложен крупный Саранско-Буркуттинско-Акжальский «батолит», который формировался вслед за интенсивной верхнеордовикской складчатостью. Выступы этого батолита, разделенные провесами кровли и более молодыми осадочными, вулканогенными и интрузивными образованиями, вытягиваются в виде близширотной полосы длиной 150 км при ширине до 50 км. Выходы батолита приурочены к сводовым частям и бортам верхнеордовикских антиклиналей. В восточной части Атасу-Жамшинского междуречья батолит выведен в сводовую часть Атасу-Моинтинского антиклинория саурскими тектоническими движениями и имеет тектонические контакты с фамено-турнейскими осадками. Ранее, когда эти контакты принимались за активные, Акжальский фрагмент батолита выделялся в нижекарбоновый балхашский комплекс (Бураков, 1963). Работами А. В. Авдеева (Авдеев, 1965), А. В. Лукьянова и Е. Е. Рожко (1965—1967) установлено, что батолит является более древним.

Батолит сложен преимущественно среднезернистыми кварцевыми диоритами и гранодиоритами главной интрузивной фазы. Более разнообразны по составу купольные выступы, сложенные породами ранних интрузивных фаз.

Кроме габбро в строении ряда куполов принимают участие среднезернистые габбро-диориты, инъецируемые гранодиоритами (северо-западнее гор Шалтас). Некоторые купола (восточнее гор Актас) сложены своеобразными лейкогаббро-анортозитами, дающими переходы через кварцевые диориты к гранодиоритам. Плагиограниты заключительной интрузивной фазы образуют мощные пластовые тела, приуроченные к зонам эндоконтактов батолита. В батолите хорошо проявлены

* Упоминаемые интрузии этого района описаны выше Н. П. Михайловым как Саранский дунит-пироксенитовый комплекс.

линейные и гнейсовидные текстуры магматического течения, а также катакластические текстуры.

Габбро состоит из резко зонального соскюриitizedированного (средние зоны № 40—45, краевые № 30) плагиоклаза (40—55%), роговой обманки (45—50%), кварца (0, 3, 5), решетчатого микроклина (0—3,5%) и ильменита, сфена, апатита, циркона (1—3%). Состав гранодиоритов варьирует незначительно: олигоклаз-андезин 50—55%, роговая обманка 10—12%, микроклин-пертит 10—20%, кварц 15—18%, биотит 2—5%, акцессорные минералы 1—3%. Решетчатый микроклин — пертит образует крупные ксеноморфные зерна, включающие идиоморфные кристаллы плагиоклаза, темноцветных минералов и кварца. Акцессорные минералы представлены магнетитом, сфеном, апатитом, цирконом. В кварцевых диоритах количество роговой обманки достигает 20—30%, а плагиоклаз более основной (№ 45—50) в ядрах зональных кристаллов, чем в гранодиоритах. Плагиограниты в большинстве случаев имеют стандартный состав — кварц 25—35%, олигоклаз № 25—26 — 60%, микроклин-пертит и ортоклаз 5—11%, хлоритизированный биотит 1—5%, мусковит 0,5—2%, но иногда содержание мусковита повышается до 10—20%.

Диориты по химическому составу близки к кварцевым диоритам и лейкократовым кварцевым габбро, а гранодиориты — к тоналитам и гранодиоритам по Р. Дэли, Плагиограниты обогащены кремнеземом и щелочами, принадлежат к классу нормальных и даже пересыщенных глиноземом пород. Высокие значения характеристики «п» (64—84%) являются характерной особенностью всех магматических пород верхнего ордовика.

Акжалский массив является наиболее крупным фрагментом Саранско-Бурукуттинско-Акжалского батолита. Длина массива 90 км, ширина 12 км, площадь 520 км². В массиве выделены фазы: I — крупно-среднезернистые амфиболовые и биотит-амфиболовые кварцевые диориты, тоналиты, реже гранодиориты; II — среднезернистые биотит-амфиболовые плагиограниты; III — средне-мелкозернистые биотитовые и двуслюдяные плагиограниты; IV — мелкозернистые, мелко-среднезернистые мусковитовые плагиограниты (жилы, небольшие тела). Начиная с плагиогранитов второй фазы, среди гранитоидов заметную роль играет альбит, количество которого от фазы к фазе увеличивается с 8 до 18%.

Гранитоиды Акжалского массива пересыщены кремнеземом ($a = 9,6—22,7$), значительны вариации значения отношения $a:c$ (от 0,9 до 4,55), характерны высокие значения «п» (от 68 до 80%). Наблюдается последовательное уменьшение характеристики «b» от ранней к поздней фазе (17,6—4,3). Содержания большинства акцессорных элементов близки к кларковым, и лишь цинк характеризуется более низкими значениями, а стронций и кобальт (в I и II фазах) более высокими. Количество стронция, кобальта, циркония, цинка, ванадия, титана уменьшается, а меди, молибдена увеличивается от ранних фаз к поздним. Заметных изменений в содержании олова не происходит. Характерна близость содержаний редких элементов в парах: I—II и III—IV фазы.

Удовлетворительных определений абсолютного возраста пород массива к настоящему времени пока нет, все они не согласуются с геологическими данными. Калий-аргоновым методом по биотиту из тоналитов I фазы получены цифры в 340—395 млн. лет, по амфиболу из кварцевых диоритов I фазы 517 млн. лет, по мусковиту из плагиогранитов II фазы 524 млн. лет.

С гранитоидами комплекса, вероятно, генетически связаны магнетит-гематитовая и золото-сульфидная (пирит, халькопирит, золото) минерализации.

ГЕРЦИНСКИЙ ТЕКТОНО-МАГМАТИЧЕСКИЙ ЦИКЛ

КОКЧЕТАВ-СЕВЕРО-ТЯНЬШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системе интрузивная деятельность устанавливается как в начале герцинского этапа развития каледонид (щелочной ишимский комплекс), так и в конце. В группе позднегерцинских интрузий выделяются: верхнепалеозойский сиенит-гранитовый комплекс и раннемезозойские комплексы пикритов и анортоклазовых гранитов. Интрузивные образования первого и последнего комплексов ассоциируют с комагматичными им вулканитами. Е. Д. Шлыгин, М. А. Абдулкабирова и целый ряд других исследователей отмечали также дайки кислых порфировых пород в девоно-каменноугольных отложениях Степнякского и Селетинского синклиналиев.

Ишимский магматический комплекс. Ишимский магматический комплекс расположен на территории Державинского района Целиноградской области в излучине р. Ишим (Ишимская Лука). Исследователями последних лет установлена принадлежность комплекса к сложнодифференцированным комплексам многофазного развития как вулканических, так и плутонических фаций с оригинальным кольцевым и концентрически-зональным строением слагающих его пород (Нурлыбаев, Панченко, 1964, 1968).

Ишимский магматический комплекс лейцит-базальтоидно-щелочно-ультрасосновной формации, образовавшийся в ниже-среднедевонский этап, объединяет уникальный Кубасадырский вулcano-плутон и небольшие тела ультрабазитов и щелочных габброидных пород — Пятигорский, Массальский, Койтасский, Державинский, Шинсайский и др. Возраст щелочного комплекса в абсолютном летоисчислении равен 390—430 млн. лет. Породы его прорывают фаунистически охарактеризованные осадочно-метаморфические толщи ордовика и перекрываются красноцветной терригенной живет-франской свитой. Образование комплекса приурочено к поздним этапам развития Жаркаинагачского антиклинория к стадии его замыкания и возникновения региональных разломов глубокого заложения. На месте пересечения двух таких разломов северо-западного (поперечного к общей структуре антиклинория) и северо-восточного (продольного) направлений в юго-западной осевой части Жаркаинагачского антиклинория в досреднедевонское время и возник сложнопостроенный эффузивно-интрузивный комплекс щелочных пород.

Геологическая история формирования эффузивов характеризуется тремя этапами со следующей последовательностью образования пород: 1) лейцитовый базальт-лейцитовый тефрит — авгитовый порфирит; 2) эпилейцитовый порфир (фонолит); 3) трахит-эпилейцитовый порфир и трахитовый порфир. Каждый этап заканчивается образованием субвулканитов соответствующего состава.

Внедрение щелочных интрузий, представляющих собой серии дайкоподобных и штокообразных тел, построенных по типу кольцевых и конических интрузий, произошло в четыре фазы: 1) пироксен-гастингситовые и меланит-гастингситовые нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты; 2) такситовые содалит-нефелиновые сиениты, псевдо(эпи)-лейцитовые сиениты; 3) среднезернистые и крупнозернистые содалит-нефелиновые сиениты и 4) щелочноземельные интрузии — кенталлениты, эс-

секситы, монцониты, щелочные сиениты, граносиениты. Средние количественно-минералогические составы интрузивных пород комплекса приведены в табл. 15. Между породами различных фаз установлены интрузи-

Количественно-минералогический состав щелочных пород

Породы	Калишпат	Плагио- клаз	Нефелин	Содалит	Пироксен	Гастингсит
Меланит-гастингситовые и пироксен-гастингситовые нефелиновые и нефелинсодержащие сиениты	73,71 64	6,3	0—25,25	—	0—2,21	5,2—15,2
Такситовые содалито-нефелиновые сиениты	48,4—78,5	—	11,4—39,2	0—14,0	—	2,0
Псевдо(эпи)-лейцитовые сиениты	58,7—72,5	—	3,5—30,0	0—6,0	1,3	10,0
Крупно- и среднезернистые содалито-нефелиновые сиениты	51,0—82,8	0—9,0	11,3—39	0—20,2	0—3,9	—0,36
Кенталлениты	20,3	29,0	Оливин 15,8	26,4	—	12,1
Эссекситы	40,0	35,0	—	—	15,0	—
Монцониты	25,6—35,4	35,5—42	—	—	0—9,4	4,6—16,2
Щелочные сиениты	46,3—86,6	8,9—17,7	—	—	0—5,6	5,0—26,7
Граносиениты	63,2—69,1	5,6—23,9	—	—	—	—

зивные взаимоотношения. Внедрение интрузий сопровождалось опусканием центральной части массива, что объясняет закономерную связь смены относительно более древних фаз более молодыми по мере движения от периферии к центру.

Жильные породы щелочных интрузий представлены щелочными пегматитами, сиенит-аплитами, меланит-гастингситовыми нефелиновыми сиенитами, псевдолейцитовыми порфирами, содалит-нефелиновыми сиенитами, нефелиновыми сиенит-порфирами, лампрофирами.

Породы экзоконтактов щелочных интрузий представлены широкими полями фенитов, являющихся типичными контактово-метасоматическими образованиями по щелочным эффузивам.

Вторичные изменения щелочных интрузий выражены в биотитизации, мусковитизации, калишпатизации, цеолитизации и корундизации щелочных пород.

Согласно классификации А. Н. Заварицкого, все породы комплекса, за исключением кварцевых сиенитов и граносиенитов, являются недосыщенными кремнеземом породами ($Q=2,32-43,2$). По отношению к щелочам выделяются три группы пород: обогащенных щелочами (щелочные интрузии, фонолиты, трахито-фонолиты), умеренно богатых щелочами (щелочноземельные интрузии) и сравнительно бедных щелочами пород (щелочные базальтоиды). Щелочность пород имеет натриево-калиевый характер. Коэффициент апгаитности щелочных пород меньше единицы и они относятся к миаскитовому типу. Данные химических анализов указывают на нормальное гомодромное развитие вулканического очага и постепенное изменение химизма от щелочноосновных че-

рез щелочные до щелочноземельных при дифференциации магмы: лейцитовый базальт—лейцитит—лейцитифир—фонолит—нефелиновый сиенит для щелочных пород и кенталленит—эссексит-монцонит—щелочной

Таблица 15

Ишимского магматического комплекса (в объемных %))

Биотит	Меланит	Скаполит	Цеолит	Канкринит	Корунд	Кварц	Акцессории
0—5	0—8,4	—	—	—	—	—	0,1—1,5
23,3	0—4,0	0—3,3	—	—	—	—	0,1—0,9
1,1—12,50	7—10,7	—	0—15,1	—	—	—	0,2—1,8
0,1—1,1	0,3—11,5	—	0—5,8	0,2—9,0	0—12,8	—	0,1—6,1
—	—	—	—	—	—	—	1,9
10,0	—	—	—	—	—	—	—
7,0—15,5	—	—	—	—	—	0—7,9	—
0—8	—	0—7,4	—	—	—	0—5	—
0—0,4	—	—	—	—	—	12,8—24,8	0,3

сиенит—граносиенит для щелочноземельных. Характерно, что в каждом этапе интрузивной (эффузивной) деятельности более ранние дифференциаты обогащены Fe, Mg, Ca, тогда как поздние обогащаются K, Na летучими и обедняются Fe, Mg, Ca.

Образование столь разнообразного ряда щелочных пород Ишимского комплекса обязано сложному сочетанию условий, к числу которых относятся магматическая дифференциация трахибазальтовой магмы в глубинном очаге до состава лейцитового базальта, термодиффузия и гравитационная дифференциация в сочетании с ассимиляцией пород сиала, которые привели к изменению магмы от лейцитбазальтового через фонолитовый к щелочноземельному.

Верхнепалеозойский граносиенитовый комплекс представлен несколькими массивами, тяготеющими к девоно-каменноугольным мульдам (Тениз-Коржункольская, Павловская и др.), наложенным на Ерементау-Ниязский антиклинорий и Селетинский синклинорий. Наиболее крупные массивы (Вишневыский, Карагайлинский, Жаманадырский) имеют площадь более 100 км² и округлую форму в плане. Наряду с граносиенитами в этом комплексе развиты кварцевые сиениты, а также лейкократовые граниты. Связанные с комплексом гранит-порфиры и граносиенит-порфиры пересекают угленосную карбоновую толщу. Петрографически сходные интрузивные породы отмечаются в гальке средне-верхнекарбоновых конгломератов Тениз-Коржункольской мульды. Преобладающие в комплексе граносиениты и кварцевые сиениты имеют идентичный минералогический состав и отличаются различным содержанием кварца. Переходы между ними совершенно незаметны. Они

состоят из зонального плагиоклаза, микропертита, кварца, биотита, роговой обманки и аксессуаров — титана, апатита, циркона и рудного минерала.

Раннемезозойский (каратургайский) комплекс. Малые интрузии пикритов, апопикритовых серпентинитов, пикрит-диабазов и диабазов каратургайского комплекса (Михайлов, Семенов, 1965) прослеживаются узкой меридионально вытянутой полосой по правобережью р. Каратургай в западной части Улутауского поднятия. Все они залегают в докембрийских метаморфических толщах. Пикриты и пикрит-диабазы образуют обычно типичные силлы, реже — дайки мощностью от нескольких десятков сантиметров до 10—15 м и совершенно не встречаются в форме более крупных интрузивных тел. Диабазы и кварцевые диабазы залегают либо совместно с пикритами в одном силле, либо образуют параллельные пикритовым силлам небольшие отдельные тела. Для пикритов характерны порфиroidные и криптовые структуры, образованные обилием фенокристаллов оливина, которые по своим размерам и полному кристаллографическому развитию резко отличаются от мелкозернистой основной массы, образованной сосюритизированными плагиоклазом (до 10%), авгитом (5—7%), бронзитом (до 5%), бурой роговой обманкой (2—5%), а также аксессуарным биотитом, апатитом и рудным минералом. Обычно в пикритах наблюдается мелкая рассеянная вкрапленность сульфидов (пирротин, пентландит, миллерит). В отличие от развитых в этом же районе ультрабазитов улутауского перидотит-пироксенитового комплекса пикриты, как правило, слабо метаморфизованы и в них, за исключением плагиоклаза, который обычно нацело сосюритизирован, всегда наблюдаются первичные магматические минералы, в том числе и наиболее часто — оливин.

В последнее время пикриты и диабазы, аналогичные каратургайским, были найдены на западной окраине Кокчетавской глыбы (О. М. Розен, И. Н. Богоявленская) и на правобережье р. Селеты (Н. Я. Ященко).

Пикриты и диабазы каратургайского комплекса Н. П. Михайлов и Ю. Л. Семенов (1965) предположительно связывают с проявлениями раннемезозойского базальтоидного магматизма в Тургайском прогибе.

Раннемезозойский (триасовый?) комплекс аноклазовых гранитов. Этот комплекс включает аноклазовые граниты и гранит-порфиры, широко развитые в Тениз-Коржункольской мульде, наложенной на Ерементау-Ниязский антиклинорий. Здесь они слагают многочисленные дайки, штоки, пластовые залежи и лакколитообразные тела, наибольшие из которых (Б. Койтас) имеют площадь около 300 км². Граниты и гранит-порфиры прорывают раннемезозойские базальты и имеют абсолютный возраст 255 млн. лет (А. И. Иванов и др.). Они вместе с известными здесь же липаритами сопоставляются с соответствующими породами Тургайского прогиба и семейтауского магматического комплекса.

Граниты главной интрузивной фазы — лейкократовые породы с примерно равным содержанием кварца, аноклаза и альбит-олигоклаза № 8—15; количество биотита не превышает 1—3%. Гранит-порфиры, а также мелкозернистые порфиroidные граниты дополнительных интрузий нередко по составу отклоняются в аляскитовую область. Апофизы крупных тел и дайки часто сложены породами с той или иной долей свежего стекла в основной массе; характерны переходы в цехштейновые порфиры. Типоморфным минералом гранитоидов комплекса является калиевый аноклаз с небольшим углом оптических осей.

ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Краевые части каледонид Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы были переработаны герцинскими движениями и вдоль краевых разломов, особенно со стороны Зайсанской геосинклинали, инъецированы огромными массивами герцинских гранитоидов. Последние встречаются и в осевой части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, где их размещение контролируется как продольными, так и поперечными к простиранию каледонских структур разломами. Первая, сравнительно детальная схема расчленения этих гранитоидов была разработана в первые послевоенные годы Н. А. Севрюгиным на материале Баянаульского синклинория. Затем она была перенесена почти на всю остальную часть Чингиз-Тарбагатайских каледонид. В последние годы многие исследователи приводят убедительные доказательства против существования самостоятельного верхнепалеозойского комплекса щелочных гранитоидов В. К. Моница (1957), разделяя в целом схему Н. А. Севрюгина, выделяя в Баянаульском синклинории после комплекса щелочных интрузий еще три: среднегерцинский биотитовых гранитов и граносиенитов, позднегерцинский лейкократовых биотитовых гранитов и аляскитов и послегерцинский (мезозойский) комплекс жильных пород, аналогичных семейтавскому. В. К. Моница, готовя материал для настоящего тома, выделял в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории нижнекаменноугольный гранодиоритовый, верхнекаменноугольный комплекс щелочных пород, верхнекаменноугольный гранодиорит-граносиенит-гранитовый и пермский лейкократовых и аляскитовых гранитов. Многие исследователи выделяют в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории помимо пермского комплекса лейкократовых гранитов и щелочных гранитоидов еще один, в целом сходный с первым по составу, но более молодой, возможно имеющий пермо-триасовый возраст и представляющий собой возрастной аналог семейтавского.

Прежде чем перейти к краткой характеристике герцинских гранитоидов Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, составленной главным образом по материалам Н. А. Севрюгина и В. К. Моница, необходимо отметить следующее. В Баянаульском синклинории впервые выделенный Н. А. Севрюгиным средний верхнепалеозойский щелочной комплекс включает три группы пород: щелочные граниты и граносиениты, кварцевые и бескварцевые сиениты, содалито-нефелиновые сиениты. Взаимоотношения между ними, как отмечал В. К. Моница, недостаточно выяснены. Щелочные гранитоиды второй группы прорваны гранитами Жаманаулинского массива (Моница, 1957; Плотникова, 1937), который считается А. А. Севрюгиным ранневерхнепалеозойским. Поэтому следует считать более вероятным, что щелочные и нефелиновые сиениты Баянаульского синклинория являются наиболее древними из всех герцинских гранитоидов этого района; скорее всего они имеют верхнедевонский (дофаменский?) возраст.

Позднедевонский (?) комплекс щелочных и нефелиновых сиенитов. Этот комплекс включает (в порядке последовательности внедрения): щелочные сиениты, нефелиновые сиениты, содалито-нефелиновые сиениты, а также щелочные габброиды, взаимоотношения которых с щелочными гранитоидами не совсем ясны. Щелочные гранитоиды слагают дайки и штоки площадью до 4—5 км² среди верхнедевонских известковых песчаников и более древних вулканогенно-осадочных толщ. Щелочные сиениты имеют бостонитовую, трахитоидную или гипидиоморфнозернистую структуры и состоят из анортклаза и антипертита (50—80%), альбита (5—14%), гастингсита (9—10%), эгирина (1—11%), лепидомелана (0,3—5%), кварца (3,5—4%), магнетита, апатита,

циркона и флюорита. Содалито-нефелиновые сиениты — макроскопически мелкозернистые светло-серые, розовато-серые и темно-серые породы, состоящие из анортоклаза и антипертита (34—60%), альбита (5—10%), нефелина (20—40%) содалита (5—28%), канкринита (6%), эгирина (0—10%), щелочных роговых обманок (0—19%), лепидомелана (0—6%), меланита (0—4%), апатита, сфена, магнетита, гематита, циркона. Нефелиновые сиениты могут являться комплексной глиноземистой рудой, хотя очень крупных массивов нефелиновых пород в Баянаульском синклинии пока не установлено.

Щелочные породы рассматриваемого комплекса приурочены к линейным разломным зонам северо-западного простирания, которые являются поперечными относительно структур каледонского фундамента, отмечая собой довольно крупные ступени в породах фундамента, около которых резко меняется мощность и полнота разреза девано-карбонových отложений герцинского структурного яруса. По-видимому, в первые этапы герцинской активизации каледонид в них проявились довольно крупные передвижки отдельных блоков по поперечным разломам. При этом в отдельных участках происходило погружение в область магматической активности основных и ультраосновных пород нижнепалеозойского структурного комплекса. Там, где в зону магнообразования были погружены основные породы, в результате взаимодействия оснований и усиления активности щелочей возникли местные очаги обогащенной щелочами магмы, давшей затем гипабиссальные интрузии щелочных гранитоидов. Массивы гранодиоритового комплекса залегают в виде вытянутых, неправильной формы тел, обычно в ядрах антиклинальных складок и вдоль крыльев синклинальных структур или же по контакту между разновозрастными свитами. Чаще это сложные относительно согласные (конкордантные) или межформационные лакколитоподобные и штокообразные тела; наиболее крупные и лучше изученные из них Северо-Александровский, Егиндинско-Ащисуйский, Коконьский, Уйтасский, Альджанский, Жаманкойтасский и целый ряд других. В становлении комплекса выделяются несколько фаз интрузивной деятельности. Наиболее древними породами являются габбро, кварцевое габбро, диориты и сиениты и связанные с ними контаминированные разности — сиенито-диориты и кварцевые диориты. Вторая фаза этого комплекса представлена гранодиоритами, плагиогранитами, в других случаях — граносиенитами и сиенит-гранитами. В краевых и апикальных частях массивов широко развиты контаминированные разности: мелкозернистые порфиroidные диориты, кварцевые диориты, тоналиты, банатиты, монзониты, сиениты, сиенито-диориты. В третью фазу внедрились крупнозернистые и среднезернистые граниты и адамеллиты. Четвертая фаза представлена мелкозернистыми порфиroidными гранитами и трондьемитами, образующими обычно штокообразные и жилородные тела. Мелкозернистые порфиroidные граниты по внешнему облику близки к породам более поздних комплексов, и поэтому их бывает трудно различать. Жильная серия включает гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, сиенит-порфиры, граносиенит-порфиры, диоритовые порфириты, лампрофиры и диабазы, редко встречаются жилы апалита и пегматита.

Породы раннегерцинского гранодиоритового комплекса довольно сильно изменены, катаклазированы и характеризуются целым рядом общих черт: обедненностью кремнекислотой, завышенным содержанием натрия за счет уменьшения калия, повышенной щелочностью, также частыми переходами от одного типа породы к другому. Присутствие зональных плагиоклазов и пестрый состав пород каждой фазы данного комплекса указывают на то, что кристаллизация магмы происходила в условиях

непрерывного изменения ее состава, причем не только в связи с дифференциацией магмы, но также и контаминацией магмы вмещающими породами.

В экзоконтакте интрузивов гранодиоритового комплекса развиты роговики и скарны (зоны шириной 0,5—1 км). С последними связаны небольшие месторождения железа. С гидротермальной деятельностью рассматриваемых интрузий связано образование кварцевых и кварцево-баритовых жил, несущих иногда золото, серебряное, медное и полиметаллическое оруденение.

Позднекаменноугольный комплекс гранодиоритов, граносиенитов и биотитовых гранитов. Гранитоидами этого комплекса сложена западная часть Баянаульского плутона (Джаманулы, Найзатас); другая область развития линейных гранитных интрузий верхнего карбона приурочена к крупным продольным разломам по северо-восточному борту и вдоль отдельных антиклинальных структур Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория (массивы Кузган, Койтас, Коконь, Бойляук; Кызыладыр, Арчалы, Елеубайский, Альджан и др.).

Рассматриваемый комплекс многофазен. В первую очередь интродировали небольшие порции сильно контаминированной гранитоидной магмы, образовавшей небольшие линзообразные массивы монцонитов, сиенито-диоритов, сиенито-гранодиоритов. Механизм интрузий — дайковый с разведением магмой трещиноватых вмещающих пород и магматическим пропитыванием девонских порфиритов. Вторая фаза представлена лейкократовыми пироксеновыми, амфиболовыми и биотитовыми граносиенитами (Найзатасский массив), адамеллитами и амфиболо-биотитовыми гранитами (Кузганский массив). Дополнительные интрузии этой фазы слагают небольшие штоки мелкозернистых лейкократовых биотитовых гранитов. Граносиенитовые интрузии связаны с диагональными трещинами скалывания.

Для гранитных интрузий характерно явление краевой ассимиляции и ксеногибридизма, вследствие чего в краевых участках интрузий получают развитие гранодиоритовые породы, преимущественно сиеногранодиоритового состава, кристаллизовавшиеся из контаминированной гранитной магмы с повышенным содержанием оснований и повышенной активностью щелочей. Встречаются также гибридные породы, явившиеся результатом магматического проникновения и почти полной перекристаллизации порфиритов. Краевые базифицированные зоны местами сильно растворены в гранитной интрузии и переходы между породами бывают постепенными. Механизм интрузий — обрушение кровли и положительное магматическое давление, приводящее к значительным передвижениям блоков и расширению стенок камер.

Верхнекарбонный комплекс характеризуется широким развитием жильных пород двух возрастных этапов: (1) дайки аплит-гранитов; (2) дайки гранит-порфиров, фельзит-порфиров и дифференцированные сиенито-диоритовые дайки с более основными краевыми частями.

Возрастное положение комплекса определяется тем, что породы его прорывают ниже- и среднекаменноугольные отложения и пересекаются вместе с залегающими в них дайками двух первых этапов концентрически-кольцевыми интрузивами лейкократовых гранитов и аляскитов пермского комплекса.

Металлогенически комплекс характеризуется образованием контакто-метасоматических железорудных и медно-магнетитовых месторождений, а также золоторудных кварцевых и кварцево-баритовых жил.

Пермский комплекс лейкократовых, аляскитовых и щелочных гранитов. В одну из последних фаз герцинского тектогенеза, вероятно, проявившуюся в нижней перми, произошло внедрение гранитного комп-

лекса (соответствующего калбинскому комплексу Алтая). Наиболее крупными интрузивами этого комплекса являются концентрически кольцевые плутоны (Баянаульский, Эдрейский, Аркатский и другие массивы); более мелкие интрузивы имеют линзовидные, штокообразные, жилородные формы и приурочены к тектоническим разломам. В благоприятных структурных условиях, когда тектонические разломы располагались в ядрах или крыльях складок, образовались лакколитоподобные или гарполитоподобные интрузивные тела. Породами рассматриваемого комплекса сложены массивы: Баянаульский, ряд массивов в Кызылтавских горах, Калмыккырган, Эдрей, Айгыр-Кюнгей, Кара-Койтас, Майликара, Койтас, Дегелен, Доголан, Аркат, Каракультас, Кандыгатай и целый ряд более мелких. Этот комплекс, как и другие герцинские, многофазный. Наиболее древняя фаза представлена крупнозернистыми, иногда порфировидными лейкократовыми гранитами, изредка приближающимися по содержанию кварца к граносиенитам (Аркатский массив). Ко второй фазе относится образование среднезернистых аляскитовых гранитов, наиболее распространенных. В третью фазу внедрились небольшие штокообразные и жилородные тела мелкозернистых порфировидных аляскитов. Жильные породы представлены аляскит-порфирами, аплитами, лампрофирами и пегматитами. Граниты пермского комплекса характеризуются лейкократовым составом, повышенным содержанием калия и свободной кремнекислоты.

К этому же комплексу принадлежат щелочные граниты, щелочные и нефелиновые сиениты, рассматривающиеся разными исследователями то как метасоматические, то как первичномагматические образования. В тех массивах, которые сложены исключительно щелочными гранитами, Н. А. Севрюгин выделяет породы нескольких фаз внедрения. Наиболее древняя фаза в интрузиях щелочных гранитов представлена крупнозернистыми порфировидными щелочными граносиенитами, щелочными кварцевыми сиенитами. Эти породы обычно образуют небольшие дайкообразные и штокообразные тела в палеозойских породах или наблюдаются в виде ксенолитов в массивах щелочных гранитов. Ко второй фазе относятся крупнозернистые или среднезернистые, часто порфировидные щелочные граниты, иногда с пегматоидной структурой. Этими породами в основном сложен самый крупный массив района Тлеумбет. В третью фазу внедрились штокообразные и жилородные тела мелкозернистого, часто порфировидного щелочного, иногда пегматоидного, гранита. Дайковые породы принадлежат щелочному граниту и сиенит-порфиру. Крупнопорфировидные щелочные граниты (Тлеумбетский массив) макроскопически фиолетово-серые, фиолетово-темно-красные и фиолетово-коричневые породы, они состоят из анортоклаза (65—75%), кварца (20—30%), рибекита (до 5%), биотита (1—2%). Из аксессуарных минералов отмечены: сфен, циркон, рутил, апатит и рудный минерал. С автometаморфизмом щелочного интрузивного комплекса связаны альбитизация, флюоритизация и грейзенизация пород с привнесением молибдена и олова. Металлогенически пермский интрузивный комплекс характеризуется редкометальным оруденением, в значительно меньшей степени — полиметаллическим.

МАГМАТИЗМ ЗОНЫ КРАЕВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

Герцинские интрузивные образования в пределах девонского вулканического пояса надежно устанавливаются лишь во внутренней полосе его, непосредственно примыкающей к герцинидам Джунгаро-Балхашской системы. К ним относятся биотитовые граниты и аляскиты северного сектора пояса (Центрально-Кызылтауский плутон), гранодио-

риты и граниты Предчингизья, сиенито-диоритовые интрузии Новалы-Кызылэспинского антиклинория (Кокдомбакский комплекс). Что же касается больших по площади гранодиоритовых и гранитовых массивов внутренней части пояса (Западно-Балхашская, Приатасуйская, Караганда-Тундыкская впадины), то для многих из них в последнее время доказывается девонский возраст и они выше описаны как девонские. Однако этот вопрос не может считаться окончательно решенным, и часть геологов и в настоящее время относят большинство гранодиоритов и гранитов Западно-Балхашской впадины краевого вулканического пояса к каменноугольным. Спорным остается и вопрос о возрасте лейкократовых гранитов вулканического пояса, несущих редкометальное оруденение (массивы Куу, Караоба, Кызылгас и др.). Они в настоящем томе описаны как пермские (акчатауский комплекс), как считается большинством геологов. Ниже приводится характеристика позднепалеозойских гранитоидов Северного сектора пояса, массивы которых территориально не связаны с магматическими зонами герцинид Джунгаро-Балхашской системы.

Позднепалеозойские гранитоиды в северном секторе вулканического пояса выделяются в северной частях Центрально-Кызылтауского плутона, в центральной и юго-западной частях Восточно-Кызылтауского массива и в пределах других плутонов. Интрузивные образования этой группы представлены биотитовыми гранитами и прорывающими их аляскитами, наличие активных контактов между ними позволяет условно рассматривать их как соответствующие фазы. Биотитовые граниты первой фазы обнажаются в северной части Центрально-Кызылтауского массива, отделяясь от среднедевонских гранитов этого массива тектоническим нарушением. Они имеют активные контакты с терригенными отложениями визейского яруса, которые на контакте превращены в биотит-ставролитовые роговики. Граниты порфиоровидные, часто лейкократовые, порфиоровидные выделения представлены розовым калиевым полевым шпатом; плагиоклаз (№ 25—27) и микроклин в них содержатся примерно в равных количествах, акцессорные минералы — магнетит, апатит и циркон. Граниты прорваны многочисленными жилами аплитовидных гранитов.

Южнее Кызылтасских плутонов известен небольшой Койтасский массив, сложенный гранитами такого состава: зональный плагиоклаз (15—25%), меняющийся от альбит-олигоклаза до андезина № 35; микроклин (40—45%), биотит (5—10%), кварц (20—35%), примесь роговой обманки и акцессории — циркон, сфен, апатит, магнетит, пирит, рутил. В эндоконтактных зонах граниты переходят в гранодиориты, количество темноцветных минералов в которых увеличивается до 35—40%. Аляскитовые граниты второй фазы — среднезернистые и крупнозернистые, порфиоровидные, в эндоконтактных зонах — мелкозернистые, миароловые. Позднепалеозойские гранитоиды характеризуются отрицательной специализацией на свинец, медь, ванадий, стронций, барий, хром и лишь концентрацией никеля, кобальта, молибдена и циркония поднимаются выше кларка. На петрохимической диаграмме А. Н. Заварицкого они обнаруживают незначительный разброс по вертикали, причем магний играет небольшую роль, в то же время породы переиспещены глиноземом и кремнеземом. В сумме щелочей натрия незначительно преобладает над калием.

Металлогенические особенности описанных гранитоидов определяются развитой в их пределах и генетически с ними связанной редкометальной кварц-грейзеновой формацией (молибден, вольфрам).

Рассмотренные позднепалеозойские граниты не имеют структурной связи с девонскими вулканическими и плутоническими образованиями

и являются, по-видимому, аллохтонными, связанными с орогенным магматизмом герцинской Джунгаро-Балхашской области.

Помимо описанных гранитов условно к позднепалеозойским интрузиям относятся мелкозернистые граносиениты района гор Аюлы (правый берег р. Нуры), где наблюдается несколько выходов (не более 0,3 км² каждый) только начинающего вскрываться интрузива. Граносиениты резко порфириовидные, средне- и мелкозернистые; сложены они преимущественно калиевым полевым шпатом (52%), плагиоклазом (20%), кварцем (18%), биотитом и роговой обманкой, а среди акцессориев отмечены флюорит и магнетит. К позднепалеозойским интрузивным образованиям отнесены также мелкозернистые диориты небольшого (4×0,3 км) массива и тяготеющий к нему дайково-жильный пояс, расположенные к восток-юго-востоку от горы Большой Семиз-Бугу. Диориты прорывают алевролиты акбастауской свиты живетского и франского ярусов, измененные в приконтактной полосе до пятнистых кварц-серицитовых роговиков, а жильные породы пересекают и нижнекаменноугольные отложения.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Атасу-Тектурмасский антиклинорий

Среднедевонский гранодиоритовый комплекс. К этому комплексу относятся массивы Устанынжал и Карсыадыр, расположенные в юго-западной части антиклинория. Возраст их определяется по аналогии с близко расположенным массивом Каратюбе, рвущим нижедевонские эффузивы. Средние цифры абсолютного возраста (по 16 анализам биотитов калий-аргоновым методом) этих гранитоидов составляют 388—389 млн. лет (пределы колебаний 370—405 млн. лет).

Гранодиориты — крупно- и среднезернистые породы, состоящие из плагиоклаза (44,2%), калишпата (18,9%), кварца (16%), роговой обманки (14,9%), биотита (1,8%), пироксена (2,5%) и акцессорных минералов — апатита, сфена, циркона, ортита, магнетита (1,9%).

Габбро-диориты и диориты характеризуются иным составом. В диоритах содержится: плагиоклаз 51,5%, пироксен 22,7%, биотит 4,4%, калишпат 6,1%, кварц 15%, акцессории 0,3%; в габбро-диоритах — плагиоклаз 55,4%, пироксен 29,4%, роговая обманка 14,2%, акцессории 1,0%.

Все разновидности гранитоидов массива содержат большое количество местных и глубинных ксенолитов.

Средний химический состав пород (в %): SiO₂ 63,55; TiO₂ 0,73; Al₂O₃ 14,07; Fe₂O₃ 2,60; FeO 3,95; MnO 0,05; MgO 2,54; CaO 5,17; Na₂O 2,82; K₂O 2,34.

Для диоритов и гранодиоритов характерны высокие содержания магния, железа, марганца, титана, ванадия, свинца, меди, цинка, никеля, кобальта. Среднее содержание в диоритах и гранодиоритах K₂O соответственно составляет 2,52 и 3,35%, Na₂O 2,45—3%. Германий в породах не отмечен, содержание бария низкое.

Диориты и гранодиориты характеризуются магнетит-apatит-цирконовой ассоциацией акцессорных минералов.

Дайковая серия массива представлена гранодиорит-аплитами, гранодиорит-порфирами и более поздними диоритовыми и диабазовыми порфиридами, спессартитами. Ранние дайки приурочены к трещинам близширотного, близмеридионального и северо-западного простирания, а поздние тяготеют к крупным разрывам северо-западного простирания.

Постмагматические процессы выражаются в слабой калишпатизации, амфиболитизации и эпидотизации. Скарны развиты локально

в порфиритах северо-западного экзоконтакта. К гранатовым и пироксен-гранатовым скарнам приурочено магнетитовое оруденение.

Позднедевонский комплекс нормальных и лейкократовых гранитов. Граниты этого комплекса обычно развиты в контурах среднедевонских массивов, размещаясь в полостях отслоения между плутонами среднего девона и вмещающими их породами. Верхнедевонские граниты входят в контакты с нижепалеозойскими терригенными породами, живетско-франскими эффузивами и среднедевонскими диоритами — гранодиоритами. Вмещающие терригенные породы ороговикованы в полосе шириной от 100 до 300 м, эффузивы и гранодиориты в контактах окварцованы, калишпатизированы. Нередко в контактовом ореоле интенсивно турмалинизируются.

Возраст гранитов определяется на основании тех фактов, что на соседних участках каратасские граниты, прорывающие среднедевонские гранодиориты массива Каратюбе, несогласно перекрыты верхнефранскими молассами и фамен-турнейскими терригено-карбонатными породами. Среднее значение цифр абсолютного возраста по 4 пробам биотита составляет 366 млн. лет при колебаниях от 358 до 378 млн. лет.

Граниты массива Устанынжал отличаются от среднедевонских гранодиоритов резко пониженными содержаниями элементов группы железа и халькофилов, а также присутствием в нижекларковых значениях молибдена, вольфрама, висмута, олова.

Для гранитов Устанынжалского массива типична магнетит-циркон-монацит-турмалиновая ассоциация аксессуаров.

Дайковая серия представлена аплитами, гранит-порфирами, плагиогранит-порфирами и порфиритами. Гранит-порфиры образуют узкие зоны даек северо-восточного простирания. Более молодые порфириты слагают кулисообразные дайки северо-западного простирания.

Постмагматические процессы выражаются в микроклинизации, альбитизации, грейзенизации, окварцевании и кварцитизации. Наиболее интенсивно проявлена грейзенизация. Грейзены представлены слюдяными и кварц-слюдяными разностями, в которых постоянно присутствуют турмалин в количестве 5—8%, реже 40—60%. Во вмещающих эффузивах по периферии массива интенсивно развиты монакварцевые и серицит-турмалиновые кварциты.

В смежных с Атасу-Тектурмасским антиклинорием зонах имеется серия массивов, подобных массиву Устанынжал, но отличающихся от них меньшими размерами и меньшим эрозионным срезом. К одному из них (Кужальскому) приурочено полиметаллическое оруденение.

Позднекарбонный (?) гранодиоритовый комплекс. Топарский массив расположен в восточной части антиклинория. Он вытянут в широтном направлении согласно с простиранием структур. Длина интрузива 38 км, ширина до 10 км, площадь 350 км².

Массив прорывает докембрийские, силурийские и девонские отложения, а также средние и кислые вулканы, относимые различными исследователями к калмакэмельской или керегетасской свите. Г. И. Бедровым в горах Каратас найдена флора среднего—верхнего карбона. Участками в экзоконтактах развиты скарны.

Массив сложен гранодиоритами и гранитами (главная интрузивная фация), порфиroidными гранодиоритами (фация саттелита), кварцевыми диоритами (фация экзоконтакта), порфиroidными гранитами и аляскитами (фаза дополнительных интрузий, некоторые исследователи относят граниты к самостоятельной фазе).

Гранодиориты, наиболее распространенные в восточной и западной частях массива, представлены в основном среднезернистыми, равномернoзернистыми, реже порфиroidными разностями. Минералогиче-

ческий состав гранодиоритов и других пород массива отражен в табл. 16. Гранодиориты содержат большое количество местных и глубинных ксенолитов, отвечающих по составу кварцевым диоритам и габбро-диоритам, а в краевых частях массива переходят в кварцевые диориты эндоконтактовой фации.

Таблица 16

Количественно-минеральный состав интрузивных пород Топарского интрузива (объемн. %)

Породы	Минералы					
	Плагио- клас	Калишпат	Кварц	Биотит	Роговая обманка	Акцессории
Гранодиориты	36	24	20	3	15	2
Граниты	21	42	22	6	7	2
Аляскиты	6	52	41	—	—	1

Среди гранитов, наиболее широко развитых в центральной и менее в западной частях массива, выделяются три типа — биотитовые, биотито-роговообманковые и роговообманковые, связанные между собой постепенными переходами. Такие же переходы устанавливаются также между гранодиоритами и гранитами. Порфириовидные граниты дополнительной интрузии образуют в центральной части массива вытянутое в широтном направлении тело площадью 40 км². Они прорывают гранодиориты главной фазы, давая краевую зону закалки мощностью 1—2 см. Аляскитовые граниты дополнительной интрузии образуют три тела площадью 0,5—1,5 км² каждое. Характеризуются среднезернистым, пегматоидным и мнролитовым строением.

Жильные породы массива представлены аплитами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами, пегматитами. Среди поздних даек (II этапа), широко развитых в массиве и объединяющихся в пучки, прослеживающиеся и во вмещающие породы, выделены дайки кварцевых диоритовых порфиритов, диоритовых порфиритов, лампрофиров, граносиенит-порфиритов и гранит-порфиритов. Мощность даек колеблется от 0,25 до 6 км при протяженности 10—1500 м. Для даек среднего состава характерно меридиональное и северо-восточное простирание, а для более поздних, кислых — северо-западное.

Пневматолито-гидротермальные процессы в Топарском массиве проявились в образовании кварц-топаз-мусковитовых грейзенов, кварцбаритовых и кварц-гематитовых жил.

Возраст гранитоидов массива определяется по наличию активных контактов с вулканитами калмакэмельской или керегетасской свит и наличию обломков гранодиоритов и аляскитов в породах, условно относимых к верхнему карбону — перми.

Лабораторией ИГН АН КазССР (А. И. Иванов) по пробам, отобраным М. Я. Решко из гранодиоритов массива, получены калий-аргоновым методом цифры 300—325 млн. лет, для гранитов 300—314 млн. лет, для вмещающих эффузивов 306—324 млн. лет.

Г. И. Бедров Топарский массив относил к выделенному им средневерхнекарбонному топарскому комплексу. Р. Н. Соколов и др. (1965) для района гор Бохты считали, что интрузивы истинно топарского комплекса прорывают только вулканиты калмакэмельской свиты среднего карбона, прорываясь архарлинскими жерловинами верхнего карбона —

перми и гранитами верхнего карбона. Он приводит цифры абсолютного возраста, сходные с названными выше. Однако вопрос о возрасте топарского комплекса остается открытым.

Атасу-Успенский и Айнасуйский синклиории

Интрузивные комплексы Атасу-Успенского и Айнасуйского синклиориев весьма подробно описаны коллективом авторов в недавно изданной монографии, поэтому здесь приводится только краткая характеристика.

Среднедевонский гранодиоритовый комплекс. Массивы этого комплекса залегают среди верхнесилурийских песчаников и метаморфизируют их. Сами они прорваны гранитами второго верхнедевонского и калдырминского комплексов. Абсолютный возраст биотита из гранитоидов этого комплекса равен 388—405 млн. лет (Лаборатория ИГН АН КазССР, А. И. Иванов).

Просторненский и Бурминский массивы рассматриваемого комплекса площадью соответственно 230 и 290 км² разделены перемычкой (в 2—3 км) силурийских песчаников и сложены в основном гранодиоритами (табл. 17), которые изредка переходят в лейкократовые их разновидности или граниты. Иногда встречаются пологозалегающие тела мелкозернистых гранитов и дополнительных интрузий. Внутри массивов встречаются дайки первого (более развиты) и второго этапов.

Таблица 17

Количественно-минеральный состав гранодиоритов Просторненского и Бурминского массивов

Массив	Автор	Породы	Минералы					
			плагиоклаз	кварц	калишпат	биотит	роговая обманка	акцессории
Бурминский	В. И. Старов, 1961 г.	Гранодиорит	46,5	24,2	19,7	7,5	0,8	1,3
"	Тот же	Лейкократовый гранодиорит	41,2	37,0	15,6	5,5	0,2	0,5
"	" "	Гранит	25,0	37,0	38,0	+	—	+

Состав плагиоклаза меняется в пределах альбит-олигоклаз, в стыках с калишпатом и кварцем — до андезина. Калишпат представлен нерешетчатым микроклин-пертитом и реже ортоклазом и анортоклазом; железистость биотита (51%) несколько повышенная для гранодиоритов; роговая обманка обыкновенная. Количественные соотношения акцессорных минералов соответствуют не типичным гранодиоритам, а нормальным гранитам. Петрохимические особенности указывают на принадлежность пород комплекса к нормальному ряду с умеренно богатым и богатым содержанием щелочей. Гранодиориты относительно типовых составов бедны темноцветными компонентами; избыток глинозема присущ гранитам дополнительных интрузий. С массивами описываемого комплекса пространственно совмещены рудопроявления меди.

Позднедевонский комплекс аляскитов и лейкократовых гранитов. К позднедевонскому комплексу относится Аршалинский массив (9 × 4 км), который вытянут в меридиональном направлении, поперек про-

стирания структур силурийских пород. Массив перекрыт эффузивами керегетасской свиты, содержащей здесь остатки ископаемой среднекаменноугольной флоры; абсолютный возраст гранитов (определения по биотиту, лаборатория ИГН АН КазССР, А. И. Иванов) равен 365—378 млн. лет. Большая часть массива сложена среднезернистыми аляскитами, постепенно переходящими в лейкократовые биотитовые граниты и мелкозернистые порфиroidные аляскиты. В восточной части массива развиты аплитовидные граниты, представляющие собой эндо-контактовую фазию. Жильные породы чаще встречаются в южной половине интрузива. Дайки первого этапа представлены аплитами и гранит-порфирами, а ко второму этапу отнесены диоритовые порфириты.

Породы главной фациальной разновидности комплекса характеризуются однотипным минеральным составом с незначительной вариацией количественных соотношений: кварц 32,7%, калишпат 46,6%, плагиоклаз — 19,2%, акцессорные минералы 1,5%.

Акцессорные минералы характеризуются своеобразным ильменитовым типом ассоциации; в значительных количествах присутствуют магнетит со сфеном, реже встречаются апатит, циркон, ортит, которые весьма характерны для гранитов второго девонского комплекса Бетпак-Далы.

По химическому составу среди пород Аршалинского массива выделяется два ряда гранитов — нормальный, с богатым содержанием щелочей, и плюмазитовый. Спектральные анализы пород указывают на повышенные содержания в них вольфрама, молибдена, меди.

Раннекарбонный балхашский комплекс. Этот комплекс включает вытянутые параллельно Успенской зоне смятия интрузивные тела (Жамантагалы, Баймурун, Аюлы-Котпар, Мамантас, Керегетас, Сарыджал, Восточный Саран, Байгунчуки и др.), сложенные габбро, габбро-диоритами, гранодиоритами, биотитовыми и лейкократовыми гранитами. Возрастное положение габбро и гранитоидов определяется активным контактом их с верхнедевонскими и нижнекарбонными образованиями, вплоть до эффузивов каркаралинской свиты и трансгрессивным налеганием на них вулканитов кальмакэмельской свиты (массив Кайнарбулак). Абсолютный возраст плагиогранитов характеризуется цифрами 348—330 млн. лет, а лейкократовых гранитов 314—330 млн. лет; такое омоложение, вероятно, связано с наложенными динамотермальными процессами.

Большинство интрузивов балхашского комплекса приурочено к границе широтной ветви Атасу-Успенского синклинория и Жаман-Сарысуйского антиклинория, они образуют пояс широтного направления протяженностью 225 км и шириной 5—15 км. Интрузивы имеют удлинненную форму и, как правило, представлены асимметричными межформационными телами. Мощность наиболее крупного плутона Мамантас составляет 1—1,5 км в северной части и 3—4 км в южной, контактовая поверхность его полого падает на север (30—45°) и круто, под углом 70—80°, на юг, в сторону вмещающих пород (Бекжанов и др., 1965). Все гранитоиды балхашского комплекса интенсивно расланцованы. Внедрение их, по-видимому, близко по времени к проявлению саурской фазы складчатости.

Массивы балхашского комплекса формировались в три фазы (табл. 18); в первую очередь внедрялись основные расплавы, образовавшие габбро, габбро-диориты, во вторую — умеренно кислые расплавы, сформировавшие гранодиориты, а в третью — кислые магмы, приведшие к образованию гранитов. Среди жильных пород выделяются аплиты, мелкозернистые граниты и пегматиты (первый этап) и дайки

Таблица 18

Количественно-минеральный состав гранитоидов Балхашского комплекса

Минералы	Фазы		
	I	II	III
Роговая обманка	32,4	—	—
Биотит	—	(14,6)	(2,1)
Пироксен	11,0	—	—
Плагиоклаз	53,7 (андезин)	30,6 (андезин № 30—32 и олигоклаз- андезин)	22,0 (олигоклаз-андезин и альбит-олигоклаз)
Калишпат	—	25,8	39,6
Кварц	—	27,2	35,3
Акцессории	3,0	1,7	1,1

кварцевых порфиров, фельзит-порфиров, гранит-порфиров и диоритовых порфиров (второй этап).

Для всех пород балхашского комплекса характерны катаклаз, перекристаллизация и бластические структуры.

Акцессорные минералы в породах балхашского комплекса в I фазе: циркон, апатит, магнетит, подчиненное значение имеют флюорит, барит и гематит (апатитовая ассоциация); во II фазе: магнетит, апатит, циркон, ильменит, редко барит и гематит (ильменитовая ассоциация с подчиненным значением апатитовой); в III фазе: апатит, циркон, магнетит, ильменит (апатит-ильменитовая ассоциация). Необходимо отметить значительную обедненность качественного и количественного состава акцессорных минералов этого комплекса.

Породы I фазы балхашского комплекса по химическому составу отвечают габбро и диоритам. Отличительная особенность балхашских гранитоидов второй фазы — бедность их фемическими компонентами; по составу они приближаются к лейкократовым гранодиоритам с повышенным содержанием окиси кальция. Граниты III фазы по составу соответствуют лейкократовым биотитовым гранитам. В гранитоидах I и II фаз олово, стронций, медь, свинец и цинк содержатся в количествах близких или равных кларку для соответствующих пород, а вольфрам и молибден — ниже кларка.

Среднекарбоневый (топарский) комплекс. Наиболее крупные массивы топарского комплекса — Северо-Бугалинский, Туматай, Жарлы, Кент и др. Они вытянуты цепочкой параллельно Успенской зоне смятия. Среднекаменноугольный возраст гранитоидов определяется тем, что они прорывают отложения калмакэмельской свиты среднего карбона (горы Карабасан, Бугалы и др.) и прорваны гранитоидами калдырминского комплекса. Цифры абсолютного возраста пород топарского комплекса, полученные калий-аргоновым методом, лежат в диапазоне 297—399 млн. лет.

Становление топарского комплекса происходило в две фазы. I фаза представлена среднезернистыми гранодиоритами, реже биотит-роговообманковыми гранитами и гибридными габбро, габбро-диоритами, диоритами; II фаза — крупнозернистыми порфиробластовыми гранодиоритами, биотито-роговообманковыми и биотитовыми гранитами. I фаза сопровождается дополнительными интрузиями среднезернистых порфиробластовых биотитовых гранитов, а граниты II фазы — жильными пологозалегающими телами мелкозернистых гранитов. Дайки второго

этапа представлены диабазовыми и диоритовыми порфиридами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами.

В минеральном составе топарского комплекса в количественном отношении наблюдаются довольно ощутимые колебания, связанные, по-видимому, с процессами гибридизма. Эти колебания менее резки для пород II фазы, чем для I (табл. 19).

Т а б л и ц а 19

Количественно-минеральный состав гранитоидов Топарского комплекса

Минералы	Фазы	
	I	II
Плагиоклаз	50,3 (андезин)	36,3
Калишпат	8,7 (микроклин)	34,3
Кварц	12,0	18,8
Роговая обманка	20,0	2,4
Биотит	6,0	7,9
Акцессорные минералы	3,0	0,7

Акцессорные минералы представлены апатитом (преобладает) цирконом, сфеном, магнетитом.

Химический состав пород описываемого комплекса колеблется в широких пределах, образуя неправильный ряд от габбро-диоритов и диоритов через кварцевые диориты до гранодиоритов и нормальных гранитов. Гранитоиды топарского комплекса имеют повышенное содержание меди, никеля, кобальта. В целом для комплекса характерна концентрация элементов группы железа и меди.

Позднекарбонный (калдырминский) комплекс. Массивы этого комплекса образуют так называемый Калдырминский пояс длиной 300 км и шириной 25—40 км (Северо-Бугалинский, Калдырминский, Беректинский, Акбастауский, Джамантасский, Токантасский, Кутту-Адам-Ирекский, Кенестасский, южное обрамление Южно-Каркаралинского массива, Карагайлинский, северо-восточная часть Кентского массива, Бохтинский и др.). К югу от пояса, в области сочленения широтной ветви Атасу-Успенского синклинория с Жамансарысуйским антиклинорием и Токрауским синклинорием граниты калдырминского комплекса образуют сравнительно небольшие, часто изометричной формы массивы: Джарасский, Аршалинский (Байназарский), Кызылжал и др. Самыми молодыми флористическими документированными отложениями, с которыми калдырминские гранитоиды имеют активный контакт, являются эффузивные образования калмакэмельской и керетгетасской свит среднего—верхнего карбона (горы Бугалы, Карабасан, Кангашты и др.); они прорывают также топарские гранодиориты. Верхний возрастной предел определяется менее точно. Во многих местах гранитоиды как первой, так и второй фазы калдырминского комплекса прорваны кольцевыми гипабиссальными интрузиями верхнекарбонно-пермского жаксытагалинского комплекса (массивы Калдырминский, Северо-Бугалинский, Кенестасский, Южно-Каркаралинский, Кентский), которые в свою очередь прорваны аляскитовыми гранитами акчатауского (пермского) комплекса (Кент, Каркаралинск). Большинство цифр абсолютного возраста калдырминских гранитов находится в интервале 300—320 млн. лет.

Граниты рассматриваемого комплекса в пределах Калдырминского пояса образуют крупные дискордантные, вытянутые в широтном направлении плутоны, приуроченные к крупным региональным разломам и имеющие форму уплощенных межформационных тел с вертикальной мощностью до 6 км.

Массивы калдырминского комплекса сложены породами двух фаз внедрения. К I относятся существенно калишпатовые граниты, пользующиеся широким развитием в пределах массивов Калдырма, Игента, Байгул, Талды, Берикты, Жамантас, Токантас; ко II интрузивной фазе принадлежат исключительно широко распространенные крупнозернистые, часто порфировидные граниты, сопровождаемые в эндоконтактах биотито-роговообманковыми гранитами и гранодиоритами. Контакты между гранитами обеих фаз то резкие, то неотчетливые, как бы с постепенным переходом одних в другие. I (массив Калдырма) и II фазы сопровождаются дополнительными интрузиями мелко- и среднезернистых, часто неравномернозернистых, иногда порфировидных гранитов. Жильная серия представлена аплитами, пегматитами, а также мелкозернистыми гранитами, образующими пологозалегающие мало-мощные (2—3 м) внутриинтрузивные тела и дайки; широко развиты более поздние дайки кислого, среднего и основного состава, завершающие формирование интрузий.

Граниты калдырминского комплекса обычно неравномернозернистые, часто порфировидные (табл. 20).

Таблица 20

Средний количественно-минеральный состав

Минералы	Массив Калдырма			Массив Кенестас		
	I фаза	II фаза	III фаза	I фаза	II фаза	III фаза
Плагиоклаз	33,5	23,9	20,3	36,5	34,8	16,9
Калишпат	27,6	37,6	53,5	32,6	26,5	56,5
Кварц	16,4	36,3	25,2	18,9	31,1	24,2
Роговая обманка	4,7	—	—	2,7	—	—
Биотит	11,2	1,4	1,0	8,1	6,0	1,6
Акцессории	2,8	0,7	0,6	1,2	1,6	0,6

Акцессорные минералы характеризуются такими ассоциациями: I фаза — циркон, апатит, монацит, ильменит, сфен и флюорит (ильменитовая ассоциация с подчиненным значением апатита, монацита и флюорита); II фаза — апатит, циркон, монацит, магнетит, ильменит, сфен, флюорит, гематит и ортит (ильменит-сфеновая ассоциация с подчиненным значением апатит-монацитовой). Гранитоиды I фазы по химическому составу близки к нормальным и лейкократовым гранодиоритам, хотя отмечается вариация составов от диоритов до гранодиоритов, обусловленные ассимиляционными процессами. Породы гранитного ряда II фазы по составу соответствуют гранитам всех периодов по Р. Дэли. Для гранитоидов первой фазы калдырминского комплекса характерно присутствие меди в количествах, равных кларку, но более низких, чем в породах II фазы. Мелкозернистые граниты, связанные с I и II фазами, отличаются по содержанию кобальта, никеля и др., содержание которых в породах I фазы несколько выше. Гранитоиды калдырминского комплекса по содержанию элементов-примесей имеют

общие черты с гранитоидами топарского комплекса, но отличаются повышенными концентрациями свинца, молибдена и вольфрама. В целом для гранитоидов калдырминского комплекса характерна смешанная редкометалльно-полиметаллическая ассоциация элементов-примесей.

Жаман-Сарысуйский антиклинорий

Жаман-Сарысуйский антиклинорий довольно беден интрузивными образованиями. Интрузивы большей частью приурочены к сочленению его с Токрауской впадиной и Акжал-Аксоранским и Успенским синклинориями.

Ордовикский комплекс гранодиоритов — плагиогранитов. К этому комплексу относится массив Котуроба, расположенный в 14 км к юго-западу от ст. Агадыр и имеющий размеры 5,5×3 км. Гранитоиды являются полными аналогами акжалского комплекса Атасу-Моинтинского антиклинория. В пределах Жаман-Сарысуйского антиклинория песчано-конгломератовые толщи караэспинского горизонта, а также базальные слои силурийских зеленоцветных терригенных толщ перекрывают эти гранитоиды с размывом, причем состав песчаников в зеленоцветных толщах очень близок составу каледонских гранодиоритов. Размеры захороненных под силурийскими осадками массивов, видимо, огромны.

Девонский гранодиоритовый комплекс представлен Айринским (Донгальским) массивом (12×3—5 км), прорывающим силурийские осадочные образования и кислые эффузивы низов франского разреза. В нем выделяются микродиориты и среднезернистые габбро I фазы, среднезернистые гранодиориты II (главной) фазы, в краевых частях массива переходящие в кварцевые диориты. Минеральный состав гранодиоритов такой: андезин 40—50%, калишпат 12—19%, кварц 1—25%, пироксен, роговая обманка и биотит 13—22%. Жилообразные тела розовых мелкозернистых, нередко гранофировых гранитов относятся, по-видимому, к дополнительной фазе. Айринский интрузив по составу и строению очень сходен с серией мелких штоков, развитых в северной части Самбайской мульды, в районе к юго-западу от оз. Коктенколь, и приуроченных к центрам девонского вулканизма.

Следует указать также на возможность наличия в Жаман-Сарысуйском антиклинории и комплекса верхнедевонских лейкократовых гранитов, внешне сходных с лейкократовыми гранитами верхнего карбона и перми. К таким гранитам возможно следует относить ксеноблоки гранитов в дайках и некоторые массивы Байназарского овала (Аршалы и др.).

Среднекарбонный (топарский) гранодиоритовый комплекс. Интрузивы этого комплекса встречаются преимущественно в восточной части Жаман-Сарысуйского антиклинория, в зоне его сопряжения с Токрауской впадиной. Сюда относятся массивы Жангельды, Байхаска, Жекедуан, Алтуайт, Акирек, Шетшоко, Алмалы, а также Шетский Койтас и Южный Жуанконур, участвующие в строении Байназарской кольцевой системы. Следует указать, что в последнее время у некоторых исследователей (В. С. Карандышев) появляются данные о более молодом — нижепермском возрасте массивов Шетский Койтас и Южный Жуанконур) Абсолютный возраст рассматриваемых гранитоидов изменяется от 368 ± 15 млн. лет (Алмалы) до 322 млн. лет (Южный Жуанконур). Плутоны рассматриваемого комплекса чаще всего прорывают песчаники и алевролиты силурийского возраста, реже они имеют активные контакты с девонскими эффузивами (Шетшоко, Южный Жуанконур) и вулканитами каркаралинской свиты и нижнего карбона (Аки-

рек, Алтуайт), что условно и определяет их возраст, как среднекарбонный. Массивы, как правило, резко несогласны по отношению к силурийским и девонским складчатым структурам и слабо дискордантны к позднепалеозойским структурам. В плане они имеют удлиненную (Жангельды), слабо удлиненную (Алтуайт) или изометричную (Южный Жуанконур, Байхаска и др.) форму. Их контактовые поверхности обычно полого под углом $10-30^\circ$ (редко $40-50^\circ$) погружаются под вмещающие породы. Большинство массивов скорее всего представляют собой средние или мелкие по размерам межформационные лакколито-подобные плутоны, приуроченные главным образом к поверхности структурного несогласия, которая отделяет пологозалегающие вулканогенные толщи каркаралинской свиты от сложно дислоцированных осадочных отложений силура. Самый крупный из интрузивов Жангельды имеет размеры 22×8 км.

В большинстве массивов выделяются три интрузивные фазы. К I фазе относятся габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты; ко II (главной) — гранодиориты, переходящие в адамеллиты, плагиограниты, биотитовые и биотито-роговообманковые граниты; III, дополнительная, фаза представлена крутопадающими, реже пологозалегающими внутриинтрузивными телами мелкозернистых и средне-мелкозернистых биотитовых гранитов. В наиболее крупных интрузивах (Жангельды) в гранитоидах можно наблюдать непрерывный ряд от диоритов через кварцевые диориты и гранодиориты к адамеллитам и нормальным гранитам. Жильная серия комплекса представлена гранодиорит-порфирами, аплитами, пегматитами, микрогранитами.

Наиболее часто встречающиеся гранитоиды характеризуются следующим количественно-минералогическим составом (табл. 21).

Таблица 21

Породы	Породообразующие минералы в %			
	плагиоклаз	калишпат	кварц	роговая обманка и биотит
Диориты и кварцевые диориты	50—70 (андезин)	До 5	До 10—15	25—35
Гранодиориты	30—50 (андезин и олигоклаз — андезин)	15—25	10—20	10—15
Адамеллиты	30—35 олигоклаз	25—30	25—30	5—15
Роговообманково-биотитовые и биотитовые граниты	25—30 олигоклаз	30—35	20—30	5—10

По данным А. Г. Балгожиной, а позже Е. Е. Рожко (1969) в строении массивов комплекса принимают участие породы следующих фаз: I фаза: а — меланократовая фация — кварцевые диориты, тоналиты, б — лейкократовая фация — гранодиориты, адамеллиты; II фаза: гранодиорит-порфиры, микрогранодиориты, кварцевые микродиориты, по видимому, представляющие собой дополнительные интрузии I фазы; III фаза — граниты, средне-крупнозернистые; IV — фаза — мелкозернистые граниты, гранит-порфиры, возможно, дополнительные интрузии III фазы. Наибольшим распространением в плутонах пользуются породы I фазы, при этом между лейкократовой и меланократовой фацией этой фазы существуют постепенные переходы.

В гранодиоритах этого комплекса наблюдается закономерное уменьшение анортитовой составляющей плагиоклазов от ранних фаз к поздним. Калиевый полевой шпат в породах I фазы представлен ортоклазом и нерешетчатым микроклином, а в последующих фазах — только нерешетчатым микроклином.

Ведущими акцессорными минералами пород I фазы являются сфен, апатит, циркон, а для пород III фазы — ильменит, апатит, циркон, монацит, рутил. Из рудных акцессорных минералов характерны минералы меди и вольфрама (шеелит). Гранитоиды комплекса образуют непрерывный ряд от гранодиоритов — адамеллитов к граниту. Гранодиориты и адамеллиты характеризуются пересыщенностью кремнекислотой и умеренными и бедными содержаниями щелочей. Общая щелочность пород комплекса колеблется от 12,5 до 15,2; характеристика «в» меняется от 11,9 в кварцевых диоритах до 4,7 в гранитах. Колебание в содержании полевошпатовой извести от ранних фаз к поздним составляет 5,0—0,9. В породах ранних фаз натрий заметно преобладает над калием (максимальное значение «п»=85), однако в породах более поздних фаз начинает преобладать калий («п»=52). В темноцветной части железом преобладает над магнием. В качестве примера поведения элементов-примесей можно рассмотреть гранитоиды Жангельдинского массива. По средним содержаниям молибдена, цинка, меди, никеля, олова и свинца породы различных фаз этого массива не обнаруживают существенных различий. Только титан, ванадий, кобальт и стронций отчетливо понижаются в концентрациях от ранних фаз к поздним. Для всех фаз интрузива характерно бимодальное распределение меди, причем меньший модальный состав всегда близок кларку, а больший — превышает кларк в 3—4 раза. Средние содержания свинца, ванадия, олова, титана, циркония, цинка, молибдена, хрома, близки или ниже кларков, а стронция, кобальта, никеля и меди — выше.

В рассматриваемых гранодиоритовых массивах участками проявлены процессы калишпатизации, окварцевания и турмалинизации с сопутствующей медной, медно-висмутовой или медно-молибденовой минерализацией (месторождения Алмалы, Шетшоко, Жангельдинское, Алтуайт и др.). Вдоль контактов некоторых массивов (Акирек, Кызымчек, Алтуайт) размещаются массивы вторичных кварцитов.

Позднекаменноугольный гранитовый комплекс включает ряд мелких массивов, размещенных по кольцу Байназарского вала. Они сложены средне-крупнозернистыми лейкократовыми биотитовыми гранитами с грубопорфировидной структурой. Металлогеническая специализация гранитов неясна, абсолютный возраст их в среднем по 4 пробам составляет 321 млн. лет.

Атасу-Моинтинский антиклинорий

Позднедевонский гранитовый (Ортатауский) комплекс. В пределах Атасу-Моинтинского антиклинория к этому комплексу относится ряд центрально-кольцевых плутонов — Космурун, Ортатау, Жамантас и других, несколько отличающихся по размерам и внутреннему строению. Гранитоиды этих плутонов прорывают древние образования антиклинория, а некоторые из них имеют активные контакты с терригенными и осадочно-вулканогенными породами девона вплоть до верхнефранского подъяруса. Интрузивных контактов с фаменско-турнейскими породами они не имеют; более того, плутоны затронуты саурскими тектоническими движениями, поэтому вероятен верхнедевонский возраст их. Мнение это не разделяется Т. В. Перекалиной (1966) и М. И. Бураковым (1962), относящими плутоны Космурун и Ортатау к нижнекаменно-

угольным образованиям, а также Н. А. Пупышевым (1964), который относит граниты Жамантасского плутона к перми. Цифры абсолютного возраста для плутона Космурун варьируют в широких пределах, наиболее древняя из которых равна 465 млн. лет. Некоторые из этих цифр (Лаборатории РИАН и ИГиН АН КазССР) имеют очень близкие значения для гранитов трех плутонов: Космурун 356 млн. лет, Ортатау 360 млн. лет и Жамантас 360 млн. лет. Поскольку массивы Космурун и Ортатау подробно описаны в литературе, остановимся на характеристике Жамантасского плутона.

В плане плутон Жамантас имеет грушевидную форму с широтно ориентированной длинной осью в 14,5 км и меридиональной короткой, достигающей 11 км. Поверхность плутона имеет вид пологого купола, осложненного несколькими пологими куполами более высоких порядков. Пластово-подобное тело его приурочено к полости отслоения между верхнерифейским Узунжальским массивом и его кровлей из сланцев и кварцитов среднего рифея. Подводящей корень Жамантасского плутона размещается в центральной его части. Граниты прорывают сланцы среднего рифея, граниты верхнего рифея и интрузивные породы верхнего ордовика. Основная масса плутона сложена средне-крупнозернистыми гранитами главной интрузивной фазы. Мелко-среднезернистые и средне-мелкозернистые порфиroidные граниты дополнительной фазы слагают пластообразные тела мощностью до 50—100 м. Эти граниты приурочены к вершинам наиболее высоких куполов и развиты в центральной части плутона на площади около 6 км². На вершинах куполов они имеют сходство с аплитовидными гранитами, которые вглубь переходят в средне-мелкозернистые порфиroidные разности вплоть до мелко-среднезернистых гранитов с малым содержанием мелкозернистой фракции. Вдоль контактов гранитов главной и дополнительной фаз развиты преимущественно пластообразные слабодифференцированные пегматитовые тела размерами до 10×10 м в плане. Чрезвычайно широко развиты породы жильной фазы, слагающие крутопадающие радиальные и пологие концентрические жилы мелкозернистых гранитов и аплитов мощностью 1—3 м. Отмечается огромное количество широтных послеплутонических даек пестрого состава нижекарбонového возраста.

В гранитах главной интрузивной фазы, особенно в юго-восточной части плутона, отмечено много ксенолитов (до 3—4 м в поперечнике) диорито- и габброподобных пород с порфиробластами кварца и калишпата; ориентировка мелких ксенолитов является концентрической. Здесь же отмечен крупный (до 2×1 км) блок верхнеордовикских габбро, относимый Н. А. Пупышевым к начальной интрузивной фазе Жамантаса. Граниты местами обладают полосчатостью, обусловленной наличием обогащенных биотитом волнистых в плане и разрезе полос с более мелкозернистой структурой и «тонкослоистой» текстурой. В центральной части плутона эти полосы падают периклинально под углами 40—70°, грубо оконтуривая крупный пологий купол с вершиной из мелкозернистых гранитов; в юго-восточной части его полосы образуют кольцевые валы, разделенные синкинальными перегибами. Рисуемые меланократовыми полосами купола и валы неконформны пологой кровле плутона.

Средне-крупнозернистые лейкократовые биотитовые граниты главной интрузивной фазы, по данным В. И. Серых, состоят из микроклинпертита 38,3%, плагиоклаза 25,6%, кварца 31,3%, биотита 3,9%, мусковита 0,2%, метасоматического альбита 0,7%. Структура их неравномернозернистая, с 10—30% мелкозернистой фракции, нередко контрастно порфиroidная.

В петрохимическом отношении граниты Жамантасского плутона пересыщены кремнеземом, алюминием и богаты щелочами. По составу граниты отвечают мировым гранитам, липаритам и кварцевым порфирам Р. Дэли. По данным В. И. Серых, граниты Жамантасского плутона содержат 0,9 кларки W, 0,8 Mo, 1,4 Sn, 2,0 Pb, 1,5 F. По содержанию они уступают гранитам расположенного рядом пермского плутона Шалтас.

Вмещающие породы в зонах экзоконтактов с жамантасскими гранитами сильно ороговикованы, а терригенно-карбонатные породы среднего рифея преобразованы в скарноиды и скарны.

Граниты Жамантасского плутона местами автометасоматически грейзенизированы, а близ пермского плутона Шалтас интенсивно хлоритизированы, альбитизированы и окварцованы. С ними связаны мелкие среднетемпературные кварцевые жилы с молибденитом, вольфрамитом, галенитом, халькопиритом, арсенопиритом, реже висмутином.

В отличие от Жамантасского, плутоны Ортатау и Космурун преимущественно тяготеют к крупным вулканическим центрам верхнедевонского возраста, имеют более сложное внутреннее строение (в частности, в них развиты биотито-роговообманковые меланократовые граниты — гранодиориты начальной интрузивной фазы, а в гранитах главной и дополнительной фаз практически отсутствуют крупные пегматитовые тела), слагающие их граниты содержат большее количество ксенолитов и несут следы более интенсивной ассимиляции. С плутоном Ортатау связано мелкое скарновое месторождение магнетитовых руд с примесью касситерита и наложенной сульфидной, преимущественно медной минерализацией.

Раннекарбонный (атасу-жаминский) комплекс малых интрузивов основного, среднего и кислого состава. Интрузивы этого комплекса прорывают разнообразные породы Атасу-Моинтинского антиклинория вплоть до гранитов верхнего девона и терригенно-карбонатных отложений фамена — среднего визе включительно; они перекрываются с разрывом вулканиками калмакэмельской свиты (горы Кумола), а также прорываются гранитоидами среднего карбона; представлены преимущественно дайками и лакколитами. Пояса даек приурочены к сводовой части саурского Атасу-Моинтинского антиклинория, к сводам горст-антиклиналей более высокого порядка, а в пределах их — к протяженным разрывам и зонам трещиноватости, параллельным, реже диагональным и перпендикулярным осям. На бортах горст-антиклиналей и в смежных с ними синклиналиях и синклиналичных зонах (Акжал-Аксоранской и Акбастауской) обычно развиты лакколиты, размещающиеся среди пластичных терригенных пород девона, нередко близ границ раздела с каледонским структурным этажом или среди пластичных терригенно-карбонатных пород верхнего девона — нижнего карбона.

Простираение даек широтное, северо-западное, северо-восточное, реже близмеридиональное. Длина их варьирует от 100—150 м до 2—4 км и даже 21 км, но рои кулисообразных даек тянутся практически вдоль всего Атасу-Моинтинского антиклинория. Наиболее интенсивные по густоте дайковые рои отмечаются в гранитах плутона Ортатау и каледонских гранодиоритах севернее гор Костюбе. В горах Кызылтас отмечены переходы даек в довольно крупные (площадью до 2,5 км² и более) лакколиты с обычно пологими контактными поверхностями (10—30°).

В районе верховьев р. Моинты установлена такая этапность формирования интрузивов комплекса: 1) миндалекаменные андезито-базальтовые порфириды, слагающие краевые части Кызылтасского и Актаасского лакколитов, а также близмеридиональные дайки; 2) гранодио-

рит-порфиры Актасского лакколита (площадь около 0,5 км²), средне-крупнопорфировые плагиоклазовые гранит-порфиры Кызылтасского лакколита и дайки сначала невадитовых, а затем полифировых и олигофировых гранит-порфиров; 3) гранодиорит-порфиры и фельзит-порфиры дацитового состава с ксенокристаллами кварца и полевых шпатов; 4) крупно-, средне- и мелкопорфировые диоритовые порфириты и микродиориты; 5) спессартиты, габбро-диабазы, микрогаббро, формирующие мощные дайки в плутонах Ортатау и Жамантас и выносящие большое количество глубинных ксенолитов; 6) диабазы, слагающие маломощные дайки северо-восточного простирания, пересекающие под прямым углом рой близширотных даек.

Вкрапленники в гранит-порфирах представлены кварцем, плагиоклазом (альбит № 1—3, 16—18, реже олигоклаз-андезин), ортоклаз-пертитом, биотитом, обычно хлоритизированным. Основная масса имеет фельзитовую и микропойкилитовую структуру с участками развития сферолитовых, микропегматитовых и гранофировых структур. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит, пирит. В гранит-порфирах лакколитов и многих даек вкрапленники калишпала отсутствуют. В диоритовых и кварцевых диоритовых порфиритах вкрапленники представлены зональным андезином (№ 38—40), реже лабрадором, роговой обманкой и кварцем; основная масса имеет микродиоритовую структуру и состоит из микролитов олигоклаз-андезина, псевдоморфоз хлорита по роговой обманке и биотиту, карбонатов и т.п.; акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, лейкоксен. Андезито-базальтовые порфириты краевых частей лакколитов практически не содержат вкрапленников, сильно карбонатизированы, окремнены и имеют реликтовые интерсертальные, гиалопилитовые и пилотакситовые структуры. Диабазы и диабазовые порфириты характеризуются офитовыми и пойкилоофитовыми структурами и состоят из плагиоклаза, пироксена, роговой обманки, акцессорных и вторичных минералов.

Акцессорные минералы — ильменит, апатит, лейкоксен, пирит. Диабазы дают переходы к габбро-диабазам, габбро и спессартитам.

Разнообразные порфириты комплекса относятся к породам нормального ряда, насыщенным или слабо пересыщенным кремнеземом. Для них характерно непостоянное содержание щелочей при резком преобладании натрия над калием ($p=79-98\%$). В среднем они близки по составу к кварцевым базальтам по Р. Дэли. Гранит-порфиры и фельзиты относятся к классу пересыщенных алюминием и кремнеземом, умеренно богатых или богатых щелочами пород, отвечающих по составу граниту всех периодов по Р. Дэли. По сравнению с девонскими гранитами плутонов Ортатау и Жамантас кислые дайки характеризуются несколько меньшими содержаниями Cu при сквозном характере распределения Sn, V, Pb, Ga, Zr, Ba, Sr, Ni, Co. Дайки среднего и основного состава по сравнению с кислыми обогащены V, Sc, Cr, Co, Sr, Ba.

Контактовое воздействие интрузий на вмещающие породы слабое; крупные лакколиты, прорывающие красноцветные песчаники живетфранского возраста, либо совсем не изменяют их, либо ороговикуют на расстояние до 1,5 м от контакта. Почти все дайки и лакколиты в зонах эндоконтактов имеют оторочки закала. Позднемагматический и постмагматический метасоматоз проявлен значительно — это актинолитизация, эпидотизация, хлоритизация средних и основных даек, серицитизация, пиритизация и окварцевание кислых даек; нередко дайки и факколиты подвержены рассланцеванию и микрокварцитизации.

С описанными дайками парагенетически связаны низкотемпературные, реже среднетемпературные кварцево-баритово-жильные, кварцево-

жильные и микрокварцевые рудопроявления с гематитом, пиритом, халькопиритом, реже висмутином, арсенопиритом. В ряде рудопроявлений отмечено серебро и золото.

Рассматриваемые интрузивы ранее многими исследователями отнесены к «дайкам второго этапа» нижнекарбонных плутонов антиклинория, оказавшихся частью девонскими (Космурун, Ортатау, Жамантас), большей же частью — верхнеордовикскими (Саранско-Буркуттинско-Акжалский батолит). Интрузии комплекса сейчас представляется более вероятным считать субвулканическими аналогами вулканитов каркаралинской свиты Токрауского синклинория.

Судя по приуроченности к саурским складчатым и разрывным структурам, интрузии происходили синхронно с непрерывно-прерывистым процессом складкообразования, начавшимся в визейское время.

Среднекарбонный (аксоранский) комплекс габбро, гранодиоритов, адамеллитов, гранитов. К этому комплексу отнесены гранитоиды Южно-Айкарлинского и Аксоранского плутонов, а также центральной части Шалтасского. Южно-Айкарлинский и Центрально-Шалтасский плутоны на глубине соединяются друг с другом. На примере Аксоранского плутона видно, что гранитоиды имеют активный контакт с девоно-нижекаменноугольными породами и лавами калмакэмельской свиты и прорываются интрузиями верхнего карбона и перми. Имеющиеся цифры абсолютного возраста (Лаборатории РИАН и ИГН АН КазССР) гранитоидов комплекса дают разброс от 286 до 330 млн. лет. Из этих цифр наиболее часто встречаются 326—330 млн. лет. Наиболее полно комплекс представлен в Аксоранском районе, где интрузии приурочены к северному борту крупной Жаман-Карабасской кальдеры, начавшей свое развитие в среднем карбоне и имеющей размеры около 30×20 км. Наибольшими площадными размерами на современном уровне эрозионного среза обладает Южно-Айкарлинский плутон (60 км^2).

Типовым плутоном комплекса можно считать Аксоранский. Форма его в плане овальная, контактовые поверхности падают периклинально под углами $30-45^\circ$. С северо-востока плутон обрамлен телом габбро, представляющим собой мощную полукольцевую «дайку», фиксирующую северо-восточный борт Жаман-Карабасской кальдеры. Это тело состоит из чередующихся слоев лейкократовых или меланократовых спессартитоподобных трахитоидных разностей габбро с массивными меланократовыми и лейкократовыми крупно- и среднезернистыми разностями. Габбро можно либо относить к начальной фазе топарского комплекса, либо рассматривать как заключительную субвулканическую фазу калмакэмельского эффузивного комплекса. Главная масса Аксоранского плутона сложена среднезернистыми, сравнительно равномернозернистыми гранодиоритами и адамеллитами; средне-мелкозернистые порфировидные граниты дополнительной интрузивной фазы слагают небольшое пластовое тело. В гранитоидах главной фазы довольно много маломощных и протяженных жил аплитов и мелкозернистых гранитов. Судя по наличию ксенолитов рифейских гранитов в дайках байназарского комплекса, пересекающих Аксоранский плутон, последний имеет днище из рифейских гранитов и сланцев.

Минеральный состав лейкократовых габбро: плагиоклаз 57,5%, роговая обманка и пироксен 27,7%, кварц 3,3%, калишпат 2,2%, ильменит 3,8%, апатит 3,8%; мезократовое габбро содержит: плагиоклаз 44,5%, роговую обманку (и пироксен) 43,1%, кварц 1,6%, калишпат 2,4%, ильменит 6,1%, сфен 1,7%, апатит 0,1%. Структуры пород неравномернозернистые, среднезернистые и крупнозернистые, призматическизернистые и пойкилоофитовые. Состав гранодиоритов и адамеллитов варьирует в небольших пределах: плагиоклаз 30%, калишпат 30—35%,

кварц 20—25%, биотит 10—12%, роговая обманка 0,5%, акцессорные минералы 1—3%. Плагноклаз представлен серицитизированным зональным олигоклазом-андезином (№ 30—32, 35—46), внешние каймы зональных кристаллов сложены альбитом № 4—9. Калишпат относится главным образом к нерешетчатому микроклин-пертиту. Биотит плеохроирует в желтых и зеленовато-бурых тонах, железистость его 33%. Роговая обманка образует короткопризматические зерна, плеохроирующие от бледно-зеленого до голубовато-зеленого цвета, $Ng=17-19^\circ$. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, циркон, ильменит, гематит; в малых количествах отмечены лейкоксен, турмалин, гранат, эпидот, рутил, базобисмутит, барит, флюорит, ортит и сульфиды свинца, железа, меди. Структура пород гипидиоморфная, слабо порфиرويدная при среднем размере зерен породообразующих минералов 2—4 мм. Граниты дополнительной интрузивной фазы характеризуются гипидиоморфной порфировой и криптовой структурой с гранулитовой и аплитовой, реже микропегматитовой основной массой.

В петрохимическом отношении габбро относятся к классу слегка недонасыщенных кремнекислотой и бедных щелочами меланократовых пород, аналогами которых являются среднемировые габбро и базальты по Р. Дэли. Гранодиориты и адамеллиты относятся к породам нормального ряда, пересыщенным кремнеземом и богатым щелочами. И для габбро, и для гранодиоритов характерно высокое содержание калия («п» соответственно составляет 67,8 и 59,0). Содержание микроэлементов обычно ниже кларка для кислых пород и лишь для меди и бария близко к кларку или превышает его. Габбро отличаются от гранодиоритов большим содержанием элементов группы железа, а в гранитах дополнительной интрузивной фазы содержится меньше стронция и циркония. По акцессорным минералам и содержанию микроэлементов описываемые породы близки к гранодиоритам верхнего ордовика, отличаясь от них лишь меньшим количеством кобальта и хрома.

Процессы ассимиляции в рассматриваемом комплексе выражены слабо, хотя в гранитоидах главной фазы содержится большое количество мелких ксенолитов спессаритоподобных пород. Вмещающие породы в контактах с породами среднекарбонатового комплекса сильно изменены — песчаники и эффузивы превращены в биотитовые и амфиболовые роговики, вулканиты и туфы смешанного состава — скарнированы. По терригенно-карбонатным породам фамена — турне развиты гранатовые и волластонитовые скарны, однако в скарнировании вмещающих пород решающая роль принадлежит пермским гранитам. С последними связаны процессы локальной грейзенизации и площадной эпидотизации и альбитизации гранодиоритов, а также площадной эпидотизации габбро. По периферии Аксоранского плутона скарноиды и роговики несут рассеянную пирит-арсенопиритовую минерализацию. На удалении от плутона развиты пирит-арсенопиритовые (с примесью молибдена, свинца, меди, серебра) проявления в виде крупных пластовых метасоматических тел, сопровождаемых кварцевыми штокверками.

Токрауская впадина

Раннекаменноугольный (балхашский) комплекс кварцевых диоритов, гранодиоритов и плагногранитов. Гранитоиды балхашского комплекса к югу от гор Кызылтай, прорывают вулканогенно-осадочные породы верхнего турне, нижнего визе и вулканиты каркаралинской свиты, перекрываясь с размывом покровами вулканогенных пород калмакэмельской и керегетасской свит. Весьма не ясным остается возраст плагногранитов в восточной краевой части Токрауского батолита; здесь

они прорваны более поздними гранитоидами и перекрыты средне-визейскими конгломератами. В. С. Попов выделил эти плагиограниты в визейский карабулакский комплекс. Однако нижняя возрастная граница плагиогранитов неизвестна и возможно они относятся к докаменноугольным образованиям.

Для балхашских гранитоидов имеются шесть определений абсолютного возраста, выполненных калий-аргоновым методом (Иванов, 1961; Комлев, 1960; Соболев, 1965; Гаврикова, 1965): биотита из гранитоидов массива Токрау 420, 386, 368, 347 млн. лет; биотита из плагиогранит-порфиров Токрауского и Коунрадского массивов 352 и 347 млн. лет. Кроме того, имеются два определения абсолютного возраста из пород Токрауского массива гелиевым методом: 390 (по гранату) и 300 млн. лет (по магнетиту). Как видно, и геологические и радиологические данные относительно возраста балхашского комплекса противоречивы*. Для основной массы гранитоидов, относимых к балхашскому комплексу, твердо установленным может считаться лишь активный контакт их с фаунистически охарактеризованными отложениями фамена — нижнего турне. Принятый в настоящем описании послекаркаралинский (намюрский или посленамюрский) возраст балхашских гранитоидов следует считать более или менее условным.

Гранитоиды балхашского комплекса локализованы в пограничной зоне между Токрауской впадиной и Северо-Балхашским антиклинорием, образуя серию массивов (Коунрадский, Токрауский, Кызылжалский), прослеживающихся полосой от оз. Балхаш на север вдоль долины р. Токрау на протяжении более 100 км при ширине 25—40 км, которые в сущности принадлежат одному крупному Токраускому батолиту. В современном эрозионном срезе провесы кровли и более молодые породы разделяют батолит на несколько изолированных выходов. Восточный контакт его крутой, западный, главным образом с вулканитами каркаралинской свиты, пологий. В целом описываемый интрузив по форме близок к линейно-вытянутому межморфмационному гарполиту, размещенному между значительно дислоцированными естественно терригенными доверхневизейскими толщами и перекрывающими их вулканитами каркаралинской свиты. К балхашскому комплексу, видимо, следует относить интрузивы ряда тектонических блоков и останцов среди верхнекаменноугольных массивов Айнабулак, Шаинды, Кеньказган. К этому же комплексу, возможно, принадлежат массивы Есентау, Кокпексу, юго-востока Улькен-Каракууса и др., залегающие среди силурийских и фамено-турнейских осадочных отложений и в петрографо-геохимическом отношении близкие к гранитоидам Токрауского батолита. А. М. Тарасенков и А. В. Кожев к балхашскому комплексу относят ряд мелких гранитоидных тел площадью не более 10 км² к югу от гор Кызылрай.

Процессы ассимиляции и гибридизма в Токрауском батолите выражены в магматическом замещении гранитоидами ксенолитов более ранних основных и средних по составу пород. В эндоконтактах гранодиориты нередко обогащены кварцем и калишпатом и содержат меньше цветных минералов и плагиоклаза, чем гранодиориты центральных частей батолита. Контактные воздействия батолита на вмещающие вулканогенно-осадочные породы проявились в мраморизации и скарнировании известняков, в образовании роговиков, развитых обычно в полосе шириной 300—500 м. Автометасоматические преобразования гра-

* Эти данные скорее всего указывают на то, что в балхашском комплексе ныне объединяются разновозрастные интрузивные образования — визейские (саурские), намюрские (соответствующие перерыву в вулканической деятельности между каркаралинским и калмакэмельским временем) и, вероятно, даже девонские. (Прим. ред.).

нитоидов выражены в амфиболизации, калишпатизации, альбитизации, окварцевании, серицитизации, турмалинизации. Наиболее широко развиты процессы площадной и локальной калишпатизации.

Типовым массивом балхашского комплекса считается Токрауский батолит. В становлении его выделяется несколько интрузивных фаз, но и здесь у исследователей нет единого мнения. Так, до недавнего времени, помимо дайковых образований, различались породы трех фаз: I — средне- и мелкозернистые порфировидные габбро, габбро-диориты, диориты и кварцевые диориты; II — крупно- и среднезернистые тоналиты, гранодиориты и плагиограниты (породы II фазы преобладают в комплексе); III — дополнительная фаза — гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, адамеллиты и рогово-обманковые граниты. Е. Е. Рожко выделяет пять интрузивных фаз: I — диориты, кварцевые диориты; II — кварцевые диориты, тоналиты, гранодиориты, биотито-амфиболовые плагиограниты; III — биотито-амфиболовые и биотитовые плагиограниты; IV — дополнительные интрузии гранодиорит-порфиров; V — дополнительные интрузии плагиогранит-порфиров. Первая фаза в обеих схемах понимается одинаково; породы второй фазы ранней схемы соответствуют гранитоидам второй и третьей фаз Е. Е. Рожко. По его данным породы I фазы образуют ксенолиты в приконтактной части батолита, размеры которых не превышают 1,5 км²; породами II фазы сложена большая часть площади плутона (от 60 до 80%), второе место по распространенности занимают гранитоиды III фазы. Дополнительные интрузии III и IV фаз слагают небольшие лакколиты, штоки и дайкообразные тела, расположение которых контролируется крупными разломами.

Жильные образования балхашского комплекса представлены пегматитами и редко аплитами, а также плагиогранит- и гранодиорит-порфирами, спессартитами, микродиоритами и диоритовыми порфиритами. Ниже приводятся особенности минерального состава пород балхашского комплекса.

Габбро-диориты и диориты обладают шпиргово-такситовой текстурой и порфировидной структурой. Минеральный состав габбро-диоритов: плагиоклаз 50—56%; пироксен 1,5—3%, роговая обманка 35—45%, биотит 2—4%, калишпат до 1%, акцессорные 2—3%; диоритов: плагиоклаз 45—50%, роговая обманка 30%, биотит 5—8%, примесь калишпата (2—4%), кварц (2—4%) и акцессории 1,5—2%. Кварцевые диориты содержат плагиоклаз 55,4%, кварц 18,6%, калишпат 9,7%, роговую обманку (12,2%), биотит 2,3% и акцессорные минералы 1,8%. Отмечается две генерации плагиоклаза в них: ранняя — зональный андезин (№ 35—39 до № 40—49), поздняя — олигоклаз (№ 28—32); калишпат представлен ортоклазом, натровым ортоклазом и микроклином; роговая обманка имеет железистость 34%. Гранодиориты, обычно крупно- и среднезернистые породы состава: плагиоклаз 46,4%, кварц 22,2%, калишпат 21%, роговая обманка 1%.

Плагиограниты связаны постепенными переходами с гранодиоритами и характеризуются переменным составом: плагиоклаз 56—91,6%, кварц 5—35%, биотит 0—4,5%, роговая обманка 3,0—3,1%, акцессорные минералы 0,1—0,2%. Железистость роговой обманки в них 36%, а биотита 6,6%. Породы дополнительной фазы отличаются от гранитоидов ранних фаз более мелкозернистым сложением и лейкократовым составом. Наиболее широко развиты аплитовидные граниты, состоящие из калишпата 30—40%, кислого плагиоклаза 20—35%, кварца 25—30%, биотита 0,5—3,0.

Средний состав пород разных фаз по Е. Е. Рожко приведен в табл. 22.

Таблица 22

Фазы	Минеральный состав в %					
	кварц	калишпат	плагиоклаз	биотит	амфибол	акцессорные минералы
I	2,7	2,8	53,2	4,4	33,8+2 пироксена	3,1
II	15,6	8,2	58,5	9,2	7,0	1,5
III	36,3	11,5	44,7	5,1	1,4	1,0
IV	20	10	55	15	—	зн.
V	36	3,5	55,4	4,6	—	зн.

Ведущими акцессорными минералами для пород комплекса являются сфен, апатит, циркон, кроме того, в редких знаках и весовых количествах почти 50% проб встречаются анатаз, рутил, флюорит, ильменит, ортит, гранат. По Е. Е. Рожко, для пород II фазы характерны более высокие содержания сфена и апатита по сравнению с плагиогранитами III фазы, которые содержат также анатаз, малакон, ортит, отсутствующие в гранитоидах II фазы.

Петрохимические особенности пород батолита отражены в табл. 23. Для гранитоидов токрауского батолита типичны значительные колебания числовых характеристик А. Н. Заварицкого. Породы II фазы характеризуются значительными содержаниями магния и в целом отвечают типовым состава кварцевого диорита — тоналита — гранодиорита. Плагиограниты III фазы отличаются от пород II фазы большими значениями характеристики «с» и меньшими «а». Они близки к трондьемиту по Р. Дэли. Всем гранитоидам комплекса свойственно преобладание натрия над калием. В поведении элементов-примесей в породах различных фаз Токрауского массива, по данным Е. Е. Рожко, характерным является снижение концентраций олова в процессе становления интрузива. При сопоставлении средних содержаний редких элементов с кларками отчетливо устанавливается специализация пород батолита только на никель. Концентрация хрома, кобальта, стронция, меди, ванадия, титана и олова близки, а циркония, цинка, свинца и др. заметно ниже кларков.

В Токрауском батолите имеется множество мелких точек с проявлением медной минерализации, приуроченной к кварцевым прожилкам в калишпатизированных гранодиоритах. В Конрад-Бектаутинском районе промышленные концентрации меди, часто в ассоциации с молибденом и реже золотом известны во вторичных кварцитах, располагающихся вблизи выходов гранитоидов Токрауского батолита. В состав вторичных кварцитов (по мнению некоторых исследователей, генетически или парагенетически связанных с батолитом) входят высокоглиноземистые минералы: корунд, андалузит, диаспор, дюмортьерит.

Среднекаменноугольный гранодиоритовый комплекс. К этому комплексу отнесен ряд массивов, имеющих активные контакты с вулканистами каркаралинской и калмакэмельской свит и перекрывающихся с размывом кислыми вулканистами керегетасской свиты. Гранитоиды рассматриваемого комплекса выделялись ранее Г. Р. Бедровым и другими исследователями в топарский комплекс. Однако Топарский массив расположен в другой структурной зоне, а возрастное положение его остается спорным; поэтому авторы настоящего раздела сочли целесообразным не называть этот комплекс топарским. Среди массивов

Средние химические составы пород Балхашского комплекса

Породы	Количество 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	H ₂ O	П.п.п.	Σ
Плагногранит	8	70,34	0,44	14,20	1,19	2,02	0,06	1,05	2,85	3,19	3,03	0,14	0,19	1,43	99,34
Гранодиорит	10	63,76	0,55	17,35	1,66	4,24	0,14	2,28	4,20	3,08	2,24	0,15	0,08	0,56	100,29
Кварцевый диорит	6	59,90	0,15	21,28	4,00	0,03	0,17	2,79	4,55	1,23	4,25	0,38	0,02	1,20	99,92
Габбро-диорит	2	53,77	0,61	17,55	1,72	5,87	0,14	5,73	9,62	2,49	1,09	0,25	0,45	1,60	100,10

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

a	c	b	S	a'	f'	m'	n	t	f	Q	a/c
11,40	3,70	5,60	79,10	7,9	55,58	35,33	61,50	0,42	18,42	2,00	3,08
9,9	5,10	12,30	72,70	25,00	44,00	31,00	68,50	0,70	11,50	20,50	1,94
8,80	5,60	16,90	68,70	50,44	21,56	28,00	29,33	0,30	22,32	14,20	1,36
7,30	8,50	20,70	63,50	16,90	35,50	47,60	56,80	0,88	7,55	3,90	0,90

комплекса выделяется две группы. Одна включает массивы, размещающиеся в пределах крупных грабен-синклинальных структур, выполненных молодыми верхнепалеозойскими вулканитами, из под которых среднекарбонные гранитоиды выходят в ядрах мелких антиклинальных структур высоких порядков (Архарлы и др.); размеры обнаженных частей этих массивов невелики, форма неясна. Гранодиориты массивов этой группы перекрыты вулканитами керегетасской свиты. Ко второй группе относятся гранодиориты полихронных плутонов Курпетай, Нуртай, Каратал — Ешкикырылган, Кызылжал, а также мелкие массивы района гор Кент и Бахты. Эти плутоны выходят в ядрах линейных горстантиклинальных структур северо-западного простирания (Курпетай — Кызылтаский, Кызылжал-Бегазинский, Акчатау-Коунрадский и другие горсты), разграничивающих отмеченные выше грабены (Каргалы-Кызыладырский, Сарыозек-Архарлинский, Сарыюленский и др.). Собственно диорит-гранодиоритовые тела слагают обычно периферические части таких полихронных плутонов и их отнесение к рассматриваемому комплексу является весьма условным. Некоторые исследователи считают, что в пределах полихронных плутонов гранодиоритовые разности постепенно переходят в гранитовые, а последние имеют активные контакты с верхнекарбонными вулканитами керегетасской свиты. Типовым массивом первой группы может служить Аксайский, второй — Курпетайский.

Позднекаменноугольный комплекс биотитовых гранитов (курпетайский). Граниты курпетайского комплекса прорывают вулканиты калмакземельской и керегетасской свит среднего и верхнего карбона, а сами интродуцированы дайками жаксытагалинского и плутонами акчатауского комплексов. Эти граниты почти всеми исследователями объединились в калдырминский комплекс, выделенный в Успенском синклинории. По предварительным данным, граниты Токрауской впадины в геолого-петрографическом отношении несут некоторые черты отличия от Калдырминских, с которыми они параллелизуются. Эти и другие причины, подобные отмеченным выше, заставляют при существующем уровне изученности выделить рассматриваемый гранитный комплекс под новым собственным названием. Среди гранитных массивов курпетайского комплекса по морфологическим особенностям и условиям размещения в структурах могут быть выделены три группы.

К первой группе принадлежат массивы Курпетай, Ешкикырылган, Кызылжал, Бельтерек, Кент, Бахты и другие, представляющие собой крупные сложно построенные полихронные плутоны. Последние имеют форму линейно-вытянутых асимметричных лакколитоподобных тел, размещенных в ядрах горст-антиклинальных блоков северо-западного простирания. Характеристику геолого-петрохимических особенностей массивов этой группы можно дать на примере интрузива Курпетай.

Курпетайский массив многофазен и сложен крупнозернистыми биотитовыми гранитами первой, средне-мелкозернистыми лейкократовыми гранитами второй и тонкозернистыми порфириовидными лейкогранитами третьей фаз. По периферии гранитного массива прослеживаются среднекарбонные гранодиориты и диориты. Граниты ранней фазы слагают основной объем интрузивного тела. Они состоят из ортоклаза-пертита (52,1%), плагиоклаза (20,5%), состав которого варьирует от андезина № 35 до олигоклаза № 17—20, кварца (24,2%), биотита (2,19%), относящегося к третьей группе щелочности с глиноземистостью в пределах 19—22%, и акцессориев (1,7%) магнетита, апатита, сфена. Граниты второй и третьей дополнительных фаз, слагающие пластовые залежи, имеют аляскитовый состав: калишпат 50,2%, кварц 34,9%, плагиоклаз 4,6%, биотит 1,5% и акцессории 0,7%. Дайки пред-

ставлены аплитовидными гранитами, сферолитовыми гранит-порфирами, мелкозернистыми порфировидными гранитами и более поздними диоритовыми и диабазовыми порфиритами. Вмещающие эффузивы и пирокласты преобразованы в роговики в полосе до 35—25 м шириной, нередко калишпатизированы, эпидотизированы и рассечены кварцевыми и турмалин-эпидотовыми прожилками. По химизму граниты Курпетайского интрузива приближаются к среднемировым типам нормальных гранитов по Р. Дэли (табл. 24).

Таблица 24
Геохимическая характеристика Курпетайского интрузива (в %)

Элементы	Фазы		Элементы	Фазы	
	1	2		1	2
Mn	0,05	0,05	Sr	0,004	0,004
Ni	0,001	0,001	V	0,01	0,07
Cr	0,003	0,004	Be	0,002	0,0002
Co	0,0004	0,0003	Cu	0,02	0,01
Ti	0,4	0,3	Pb	0,004	0,004
V	0,05	0,05	Zn	0,02	0,01
Ba	0,04	0,03	Ca	0,002	0,002
Nb	0,002	0,002	Mo	0,0002	0,003
Zr	0,05	0,06	Количество проб	127	96

Вторую группу массивов курпетайского комплекса составляют кольцеподобные, а также изометричные куполообразные тела (Аюлы-Озек, Бегазинский), размещенные вдоль крыльев брахисинклиналей и мульд проседания, реже в ядерных частях их. Эти гранитные плутоны также обнаруживают приуроченность к горстовым блокам и дают переходы к крупным линейным плутонам первой группы. Аюлы-Озекский интрузив на поверхности представлен серией изометричных или удлиненных тел, намечающих кольцо, которое окаймляет одноименную мулду размером около 40×25 км. В целом же массив является мощным центриклинальным телом лополитового типа, хотя и переходит на юге в линейный Бельтерекский плутон северо-западного простирания. Формированию гранитов предшествовало накопление дацитовых и липаритовых лав, игнимбритов и пирокластов керегетасской свиты и становление кольцевых субвулканических и экструзивных тел. Граниты массива Аюлы-Озек пересекаются дайками жаксытагалинского комплекса и пермскими акчатаускими гранитами. Абсолютный возраст гранитов массива по двум определениям равен 307±15 и 314±15 млн. лет (Лаборатория КазИМСа, Т. П. Семенова). Формирование массива связано с трехкратным поступлением магмы. В первую фазу образовались средне-крупнозернистые, во вторую — среднезернистые и в третью преимущественно мелкозернистые граниты. Граниты I фазы пользуются наибольшим распространением в массиве. Граниты II фазы характеризуются большей меланократовостью, а в краевых частях тел даже отмечаются переходы их в гранодиориты; породы III фазы образуют мелкие пологие тела мощностью до нескольких десятков метров, а также мелкие крутопадающие тела нескольких генераций. Минералогический состав (в %) пород гранитов массива отражен в табл. 25. В петрохимическом отношении породы пересыщены кремнекислотой и отвечают нормальному ряду. Из аксессуарных элементов от первой ко второй

Таблица 25

Минералы	Фазы		
	I	II	III
Плагиоклаз	33,7	39,8	22,5
Калишпат	39,8	29,6	43,9
Кварц	22,4	22,5	30,6
Биотит	3,1	6,1	2,0
Акцессории	1,0	2,0	1,0

фазе в породах увеличивается содержание Pb, Cu и уменьшается Ba, Ca, V, Sr. С Аюлы-Озекским массивом связаны проявления кварцевожильной формации с Mo, Pb, Zn, Ag (штокверки в эндо- и экзоконтактах гранитных тел).

К третьей группе верхнекаменноугольных массивов относятся Такьятобинский (10×5 км), Кенькудукский (15×15 км), Кеньказганский и др., расположенные в южной и юго-восточной частях Токрауской впадины, в большинстве случаев среди нижнекарбонных гранитоидов Токрауского батолита. Они имеют удлиненную в плане форму и тяготеют к трещинным зонам северо-западного, реже северо-восточного простираний. Кенькудукский интрузив прорывает гранитоиды Токрауского батолита и сложен гранитами, отличающимися друг от друга по структурным особенностям. Среднезернистые граниты слагают центральную часть массива, а неравномернозернистые и порфиридные приурочены к апикальной и краевой частям его. Отмечаются аплитовидные граниты дополнительной фазы, слагающие большое количество пологих и крутопадающих тел. Жильная серия включает аплиты, гранит-порфиры, диабазовые порфиры. Состав гранитов главной фазы непостоянный (в %): плагиоклаз 18—46; калишпат 16—43; кварц 37—34; биотит 1,6—1,8; роговая обманка до 1,5. Заметное количество темноцветных минералов обычно появляется лишь в гранитах эндоконтактных частей массива, отличающихся резко порфиридным строением. Акцессорные минералы — магнетит, сфен, апатит, циркон, гранат, флюорит. В петрохимическом отношении граниты Кенькудукского массива в большинстве случаев пересыщены глиноземом, бедны магнием и свободной известью, отвечают ряду аляскит—плагиогранит. Образование обогащенных плагиоклазом эндоконтактных разновидностей, видимо, обязано гибридности. В завершающий этап становления Кенькудукского массива проявились процессы грейзенизации и окварцевания гранитов, образовались жилы с медно-молибденовой минерализацией.

Заканчивая характеристику курпетайского комплекса, следует отметить, что верхняя возрастная граница его остается весьма проблематичной, так как нигде не наблюдались взаимоотношения гранитов с вулканитами колдарской и кызылкинской свит.

Раннепермский комплекс (сарыоленский). Гранитоидами сарыоленского комплекса сложены массивы Сарыолен, Кызылшоки, Кенчимэспе, Шарбакты, Жанет, Кокдомбак, Жалпак и др., площадь которых обычно не превышает 40—150 км². Они прорывают вулканиты верхнего палеозоя до колдарской свиты включительно. Последняя в окрестностях Сарыоленского и Кокдомбакского массивов охарактеризована остатками нижнепермской флоры. Рассматриваемые гранитоиды прорываются гранофировыми гранитами и дайками жаксытагалинского комплекса. Относительно возрастного положения гранитоидов существуют разно-

гласия. Одни исследователи считают их верхнекаменноугольными и выделяют в кокдомбакский комплекс, другие относят к топарскому комплексу, третьи считают их нижнепермскими. Эти разногласия обусловлены отсутствием единой точки зрения на возраст вмещающих толщ вулканитов, которые относятся и к керегатасской свите среднего—верхнего карбона, и к колдарской свите верхнего карбона—перми, и к пермской кызылкиинской свите (В. Я. Кошкин). Пока что единичные определения абсолютного возраста гранитоидов комплекса не вносят ясности в этот вопрос. Для массива Бертыс О. М. Гаек приводит цифры 351, 334, 322, 296 млн. лет (биотит, калий-аргоновый метод), а А. Н. Нурлыбаев для Кокдомбакского массива 305 млн. лет. Остаются неясными взаимоотношения интрузивов рассматриваемого комплекса с верхнекаменноугольными гранитами курпетайского (или калдырминского) комплекса. Некоторые геологи считают, что курпетайские граниты прорывают «кокдомбакские» гранитоиды северо-западнее гор Бектауата. Однако бесспорные взаимоотношения тех и других до сих пор не наблюдались.

Большинство массивов сарыоленского комплекса приурочено к центральным, реже краевым (Сарыозек, Каргалы) частям мульд, выполненных вулканогенными образованиями колдарской свиты. По форме массивы сарыоленского комплекса обычно представляют собой лополиты, реже—штоки, лакколлиты и гарполиты. Отличительная особенность пород комплекса—обилие шпиров и ксенолитов, а также неравновесный состав, в среднем приближающийся к гранодиоритовому с несколько повышенной щелочностью.

Таковым для комплекса является массив Сарыолен, выделяющийся среди других наиболее крупными размерами (700 км²). Он размещен в пределах одной из крупных округлых вулкано-тектонических депрессий Сарыоленского грабена. В плане массив имеет изометричные очертания и фиксируется четко выраженным гравитационным максимумом. Массив представляет собой лополитообразное тело, кровля которого прогнута в центральной части, где можно наблюдать крупные останцы вулканогенных пород. Вмещающими породами являются субщелочные вулканиты пестрого состава и осадочные образования, содержащие остатки нижнепермской флоры.

Внутреннее строение Сарыоленского массива сложное. Характерна частая смена одних типов пород другими.

Породы обычно имеют порфировидные структуры и весьма изменчивы по гранулометрическому составу. Выделяются гранитоиды трех интрузивных фаз (табл. 26). Состав гранитоидов каждой фазы значительно колеблется. В первую фазу образовались сиенито-диориты, кварцевые сиенито-диориты, монцониты; во вторую—кварцевые сиенито-диориты, адамеллиты, кварцевые монцониты; в третью адамеллиты,

Таблица 26

Минералы	I фаза (5 обр.)	II фаза (7 обр.)	III фаза (6 обр.)
Плагиоклаз	38,5	38,2	35,8
Калишпат	31,2	29,6	30,2
Кварц	8,4	15,4	23,2
Пироксен	9,8	4,5	2,0
Амфибол, биотит, хлорит	9,4	9,7	6,7
Акцессории	2,7	2,6	2,1

граниты. Контакты между породами различных фаз интрузивные. Гранитоиды первой фазы слагают большую часть массива, менее распространены породы второй фазы, а граниты третьей фазы образуют мелкие тела в центре массива.

Среди акцессорных минералов в рассматриваемых породах обнаружены титано-магнетит, циркон, апатит, сфен, пирит, анатаз, галенит, гематит, гранат и др. В петрохимическом отношении гранитоиды выделяются меланократовостью, пересыщенностью глиноземом и повышенной щелочностью при некотором преобладании натрия над калием (табл. 27).

В пределах юго-западной части Токрауской впадины к Сарыоленскому комплексу* относятся массивы Кокдомбак, Бертыс, Шийозек, Тарак, Жалпак и ряд других площадью от 30 до 150 км². Они, как правило, имеют простое строение и сложены породами одной или двух близких по составу фаз: I — диориты, кварцевые диориты, плагиограниты, тоналиты, реже гранодиориты и адамеллиты; II — щелочные граниты, граносиениты; преобладают породы первой фазы. В целом для пород типична минеральная ассоциация кварц—ортоклаз—биотит—пироксен, устойчивая при повышенных химических потенциалах калия. Для кварцевых диоритов—тоналитов из акцессорных минералов характерны ильменит, апатит, циркон, а также незначительные количества сфена, турмалина. Для гранитов ведущими акцессорными минералами являются апатит и циркон, отмечаются также сфен, флюорит, турмалин, ильменит, корунд. Среди рудных акцессорных минералов встречаются галенит, сфалерит, касситерит и медные минералы. По петрохимическим признакам описанные породы подразделяются на 3 группы. В первую группу входят разности, насыщенные кремнеземом, с постоянным количеством щелочей ($a=10-18,0$) и полевошпатовой извести; они сходны с диоритами и кварцевыми диоритами по Р. Дэли, но отличаются повышенной щелочностью. Во вторую группу попадают породы, промежуточные между кварцевыми диоритами и гранодиоритами; они пересыщены глиноземом и характеризуются несколько повышенной щелочностью по отношению к средним составам гранодиоритов. Породы третьей группы близки к щелочным гранитам по Р. Дэли, от которых отличаются большими содержаниями железа и калия. От соответствующих по составу пород балхашского комплекса рассматриваемые гранитоиды отличаются повышенной щелочностью, низкой известковистостью, более высокими содержаниями титана.

Гранитоиды сарыоленского комплекса юга Токрауской впадины участками калишпатизированы, иногда альбитизированы, эпидотизированы, хлоритизированы и окварцованы. В гидротермально-измененных участках Кондомбакского массива наблюдается полиметаллическая минерализация в ассоциации с турмалином и флюоритом.

Вероятно, к сарыоленскому же комплексу можно отнести массивы Жамантуз, Сарышаган, Жуантюбе, Гульшадский и другие небольшие массивы, расположенные на сочленении Новалы-Кызылэспинского антиклинория с Токрауской впадиной. Одни исследователи считают их нижнекарбонowymi и относят к балхашскому комплексу (В. И. Старов), другие — среднекарбонowymi (Е. К. Зворыгина), принадлежащими топарскому комплексу, третьи выделяют кондомбакский комплекс среднего—верхнего карбона (Е. Е. Рожко) или даже перми. Интрузивы обычно имеют размеры от одного до 3 км в длину при ширине 1—1,5 км. Наряду с линейными трещинными телами встречаются изомет-

* Здесь рассматриваемые гранитоиды В. С. Поповым и др. выделены в кокдомбакский комплекс.

Средний химический состав пород Сарыоленского комплекса

Породы	Количество 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	SO ₃	H ₂ O	П.п.п.	Сумма
Массив Сарыолен																
Гранитоиды III фазы	1	64,08	0,55	15,82	3,13	2,21	0,10	3,22	1,83	3,60	3,50	—	—	0,38	2,02	100,56
Гранитоиды II фазы	6	62,45	0,62	16,0	3,17	2,38	0,08	2,53	3,45	3,74	3,31	—	0,21	0,9	1,77	100,61
Гранитоиды I фазы	5	62,77	0,52	16,66	3,01	2,19	0,06	2,78	3,49	3,73	3,09	—	0,13	0,12	0,83	99,38

Числовые характеристики по А. Н. Заварицкому

S	a	c	b	a'	f'	m'	n	t	φ	Q	a/c
71,6	13,6	2,1	13,6	27,3	34,1	38,6	61,05			15,7	6,05
72,8	13,2	4,3	9,7	—	55,4	44,6	63,1			14,9	3,1
72,3	12,7	4,2	10,8	—	44,6	43,9	64,5			15,0	3,0

ричные лакколиты (1,5—2 км в диаметре) в районе кальдерных вулканических построек Сарыоба, Жуантюбе и др. Наиболее крупным является массив Кимантас на востоке Новалы Кызылэспинского антиклинория. Эти интрузии прорывают граниты массива Кызылэспе и вулканогенные толщи калмакэмельской, керегетасской и других свит и в свою очередь прорываются аляскитами акчатуаского комплекса. Результаты определений абсолютного возраста пород по биотитам дают пока противоречивые результаты (328—378 млн. лет для пород Гульшадского и Каратасского массивов).

По составу породы комплекса отвечают кварцевым диоритам, гранодиоритам, сиенито-диоритам, граносиенит-порфирам, щелочным микрогранитам. Характерна слабая раскристаллизация пород, преобладание мелкозернистой и порфирированной структур. Массивы комплекса характеризуются либо наличием постепенных переходов между различными по составу разновидностями, либо фазовыми отношениями между ними. В. И. Старов указывает, что некоторые массивы формировались в 4 фазы, причем породы I фазы имеют габбро-диоритовый, а III фазы — гранитовый состав. В контактах массивов комплекса с осадочными отложениями силура и карбона размещается большое количество скарново-рудных проявлений.

Баканасская впадина

Раннекаменноугольный комплекс малых интрузий пестрого состава. Этот комплекс наиболее широко развит вдоль Чингиз-Балхашского глубинного разлома и параллельных ему нарушений; петрографически он почти не изучен. Среди интрузивных тел преобладают дайки и факолиты, залегающие среди девонско-нижекаменноугольных образований Чубартау-Урджарского синклинория. Формирование этих тел произошло, вероятно, в конце нижнего карбона. Дайки и факолиты часто группируются в линейные рои, параллельные складчатым и разрывным структурам. Протяженность даек меняется от 30—50 м до 2—3 км при мощности до 30—50 м, в среднем 6—10 м; простираение их субширотное (270—290°), близмеридиональное и северо-западное. Среди дайковых пород отмечаются гранит-порфиры, гранодиорит-порфиры, плагиогранит-порфиры, кварцевые диоритовые порфириты, сиенито-диоритовые порфириты, спессартиты, одиниты, габбро-порфириты. Устанавливается последовательность формирования даек от основных к кислым. Габбро-порфириты состоят из сосюритизированного плагиоклаза андезин-лабрадоритового состава (40—50%), пироксена (40—45%), частично замещенного актинолитом, эпидотом, хлоритом, и аксессуариев (магнетит, ильменит, апатит). Одиниты сложены основным плагиоклазом (до 50%) и роговой обманкой (40—45%); в подчиненном количестве встречаются пироксен, магнетит, апатит. Спессартиты имеют следующий состав: андезин-лабрадоритовый плагиоклаз (50—55%), роговая обманка (35—40%), моноклинный пироксен и биотит (до 10%). Гранодиорит-порфиры и гранит-порфиры имеют стандартный состав.

Раннекарбонный гранодиоритовый (музбельский комплекс). Гранитоиды музбельского комплекса приурочены к так называемой Калмакэмель-Музбельской шовной зоне, отделяющей Баканасскую впадину от Северо-Балхашского антиклинория, где слагают Музбельский и Караунгурский массивы общей площадью 90 км², а также целый ряд небольших штоков и дайкообразных тел. Возраст комплекса устанавливается в узких пределах: интрузивные образования прорывают отложения среднего визе—намюра (каркаралинская свита), охарактеризованные в этом районе флорой, и перекрываются с базальными конгло-

мератами в основании калмакэмельскими вулканогенными породами, возраст которых определяется как среднекарбоневый. Крупновалунные базальные конгломераты калмакэмельской свиты залегают весьма полого как непосредственно на музбельских гранитоидах, так и на отложениях среднего визе—намура. Абсолютный возраст диоритов I фазы Музбельского комплекса по одной пробе (лаборатория КазИМС) составляет 321 ± 10 млн. лет. Караунгурский (12×4 км) и Музбельский ($14 \times 2,5 - 3,0$ км) массивы, по всей вероятности, представляют собой части единого, еще не полностью вскрытого широтно-вытянутого более чем на 30 км крупного интрузива. Участок окварцованных и ороговигованных вмещающих пород, разделяющий эти массивы, изобилует штоко- и дайкообразными телами гранодиоритов, являющимися сателлитами находящегося на глубине плутона. Контакты обоих массивов с вмещающими нижнекарбоневыми эффузивно-туфогенными образованиями крутые ($60 - 75^\circ$) и падают в сторону последних.

Формирование музбельского комплекса проходило в две фазы: в первую внедрились роговообманковые гранодиориты, кварцевые диориты и диориты, во вторую — биотитовые граниты и гранодиориты.

Гранитоиды первой фазы слагают большую часть площади Музбельского и Караунгурского массивов. Среди них преобладают среднезернистые роговообманковые гранодиориты состава: плагиоклаз — альбит — олигоклаз, андезин до 45—50%, микроклин — пертит до 20%, кварц до 20%, роговая обманка, реже биотит 10—15%; сравнительно редко устанавливается пироксен. Темноцветные минералы интенсивно хлоритизированы. Из аксессуарных минералов характерны магнетит, апатит, сфен; реже присутствуют циркон и турмалин. Роговообманковые гранодиориты часто постепенно переходят в средне- и мелкозернистые кварцевые диориты и диориты, характеризующиеся порфиroidными, а нередко порфиroidными гипидиоморфнозернистыми структурами. Темноцветные минералы в них представлены амфиболом и пироксеном, при незначительном преобладании первого; реже встречаются роговообманково-биотитовые и пироксеновые разновидности диоритов.

Гранитоиды второй фазы развиты преимущественно по периферии обоих массивов и представлены нормальными гранитами и гранодиоритами, связанными взаимопереходами. Интрузивные взаимоотношения между породами I и II фаз устанавливаются по наличию апофиз гранитов второй фазы в гранодиоритах и диоритах. Граниты — средне- и крупнозернистые, часто порфиroidные породы, обладающие гранитовыми, гранулитовыми, реже гипидиоморфнозернистыми и микропегматитовыми структурами. Плагиоклаз (альбит—олигоклаз) и калишпат (микроклин—пертит, реже — ортоклаз) содержатся примерно в равных количествах (55—65%), с некоторым преобладанием первого. Из темноцветных минералов исключительно характерен мелкочешуйчатый хлоритизированный биотит (3—5%); роговая обманка встречается редко. Среди аксессуарных минералов присутствуют апатит, циркон, рудный, редко — сфен и рутил. Гранодиориты отличаются от гранитов более высоким содержанием темноцветных минералов (до 10—15%, преимущественно биотит), меньшим количеством кварца и калишпата и более основным плагиоклазом (олигоклаз или олигоклаз-андезин, иногда с зональным строением). Сравнительно редко наблюдаются переходы биотитовых гранитов в лейкократовые разновидности, в которых калишпат преобладает над плагиоклазом.

В геохимическом отношении для пород музбельского комплекса характерны повышенные по сравнению с кларковыми содержания меди, никеля и кобальта. Отмечается почти полное отсутствие редких и рассеянных элементов.

Среднекаменноугольный комплекс диоритов и гранодиоритов (канжайляуский). К среднекаменноугольному комплексу относятся массивы Канжайляу, Сандыктас, Каражал, Ащиозек и др. Они имеют активные контакты с андезитовыми порфиритами калмакэмельской свиты и прорваны верхнекаменноугольными гранитами. Абсолютный возраст гранитоидов массива Канжайляу равен 328 ± 20 млн. лет (определение Т. П. Семеновой).

Интрузивы канжайляуского комплекса пространственно связаны с вулканитами калмакэмельской свиты и локализованы главным образом в бортовых частях Баканасской впадины. Среди них могут быть выделены тела нескольких типов. К первому типу относятся небольшие штоки, дайки, межпластовые залежи, имеющие небольшие размеры ($4-10 \text{ км}^2$) и приуроченные к периферии синклиналиных вулканотектонических структур, ко второму — более крупные ($25-35 \text{ км}^2$) лакколитоподобные и куполовидные массивы, размещенные в центральных частях крупных вулканотектонических структур.

Представителем интрузивов второго типа является Канжайляуский массив, имеющий в плане округлую форму и приуроченный к ядерной части купольно-кальдерной вулканической постройки среднекаменноугольного возраста. В магнитном поле массив четко оконтуривается положительной аномалией с отрицательным экстремумом во внешней зоне, что говорит об относительно крутом залегании боковых контактов. Ширина зоны ороговикованных пород составляет $250-300 \text{ м}$. По форме массив Канжайляу приближается к лакколиту с центральным подводящим каналом. Он окружен системами полукольцевых даек, пересекающих вмещающие вулканиты. Массив сложен диоритами и гранодиоритами, состоящими из андезина ($25-40\%$), калишпата ($15-40\%$), кварца ($8-20\%$), роговой обманки ($5-15\%$), биотита ($4-12\%$); акцессорные минералы представлены апатитом, магнетитом, цирконом, сфеном. Интрузив содержит много ксенолитов и останцов вмещающих пород. Нередко диориты и гранодиориты характеризуются пятнистым шпирово-такситовым сложением обособлений цветных минералов. На отдельных участках диориты и гранодиориты постепенно переходят в габбро-диориты, сиенито-диориты и адамеллиты. Наиболее характерным для описываемого комплекса являются биотито-амфиболовые гранодиориты, пересыщенные кремнеземом и бедные щелочами. В пределах канжайляуского массива установлен ряд точек с медно-полиметаллической минерализацией.

Позднекаменноугольный комплекс биотитовых гранитов (чубарайгырский). К этому комплексу отнесены биотитовые граниты, которые прорывают гранодиориты канжайляуского комплекса, а сами интрузивы являются магматическими образованиями кокдалинского комплекса. Единичные определения абсолютного возраста биотитовых гранитов дают цифры, колеблющиеся в пределах $304 \pm 15 - 325 \pm 15$ млн. лет. Наиболее крупные массивы расположены на восточной окраине Баканасской впадины. Они слагают два прерывистых пояса, один из которых прослеживается в северо-западном направлении вдоль Чингиз-Балхашского глубинного разлома, а другой — вдоль Торткуль-Карашокинского (Жоргинского) разлома. Интрузивы размещаются преимущественно среди девонских отложений. Типичными массивами комплекса являются Саранский ($45 \times 7-10 \text{ км}$), Шубартобинский ($23 \times 2,5 \text{ км}$), Жиландинский ($25 \times 3 \text{ км}$), Шамалдыкжалский, Котейский ($22 \times 3-5 \text{ км}$), Таскаранский, Байшукты-Кызылжалский ($36 \times 3-5 \text{ км}$), Кумжалский ($28 \times 5-7 \text{ км}$) и др. В ряде случаев сближенные интрузивные тела, соединяясь на глубине, образуют более крупные плутоны длиной до $50-70 \text{ км}$ (Шубартобинский-Жиландинский). Вертикальная мощность

плутонов по данным гравиметровых исследований не превышает 2—3 км. Менее крупные массивы размещены преимущественно во внутренних частях Баканасской впадины и представляют собой межформационные тела типа асимметричных лакколитов и гарполитов, которые обрамляют мульды, выполненные мощными толщами верхнекаменноугольных вулканитов. Подобные интрузивы отмечены вокруг Чубаргырской, Западно-Кызылтаской, Котанэмельской, Сарыобинской, Кайрактаской, Восточно-Кызылтаской и других брахисинклиналей. Наиболее четко полукольцевая зона верхнекаменноугольных интрузивов наблюдается вокруг Чубартайгырской синклинали, где ряд пологопадающих интрузивных тел как бы подстилает мульду на глубине.

Рассматриваемые плутоны в основном сложены крупно- и среднезернистыми биотитовыми гранитами, переходящими в эндоконтактных зонах в биотит-амфиболовые адамеллиты, реже гранодиориты или сиенито-диориты. Биотитовые граниты характеризуются порфиоровидной структурой и состоят из кислого плагиоклаза (30—40%), калишпата (30—35%), кварца (35—40%) и биотита (5—7%). Акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом, магнетитом, анатазом, флюоритом. В гранитах широко проявлены процессы площадной и локальной околотрещинной калишпатизации и последующего окварцевания. Биотитовые граниты, слагающие основной объем массивов, прорваны пластообразными телами и жилами средне- и мелкозернистых лейкократовых гранитов нескольких генераций, а также жилами и дайками пегматитов, аплитов, гранит- и граносиенит-порфиоров, диоритовых и диабазовых порфириров. Фигуративные точки, отражающие химический состав пород, расположены между гранодиоритом (адамеллитом) и гранитом по Р. Дэли, причем от гранитов эти породы отличаются повышенным содержанием глинозема и отчасти магния. Отношение натрия и калия в описываемых гранитах несколько больше, чем в среднем граните по Р. Дэли, что является характерной чертой гранитов Чубарайгырского комплекса. Граниты характеризуются повышенными относительно регионального фона содержаниями Cu, Pb, Zn, Mo, Ca, Sr. Эти элементы распределены в породах более или менее равномерно и фиксируются обычно в тысячных долях процента. С Чубарайгырским комплексом связано медно-молибденовое вкрапленное и кварцевожильное полиметаллическое оруденение.

Раннепермский гранодиорит-гранит-граносиенитовый (кокдалинский) комплекс. Гранитоиды кокдалинского комплекса слагают как мелкие (15—30 км²), так и относительно крупные (площадью до 400—500 км²) плутоны — Кокдалинский, Каскабулакский, Батпакский, Колдарский и др. Большинство их имеют линейно-вытянутые в плане формы и приурочены к системе обычно широтных или северо-западных разломов. Контакты интрузивов обычно крутые (около 70°). Зона экзоконтактных изменений вмещающих пород (биотитовые роговики, окварцевание, фельдшпатизация), как правило, не превышает 100—200 м. В эндоконтактных зонах шириной до 100, редко до 500 м, развита краевая фация порфиоровидных мелко- и мелкозернистых разновидностей гранитоидов. Характерно широкое развитие в приконтактных зонах гибридных пород и шлировых выделений. Возраст комплекса определяется в узких пределах. Кокдалинский и Каскабулакский интрузивы прорывают отложения верхнего карбона — нижней перми (колдарская свита), охарактеризованные флорой, и перекрываются с базальными конгломератами в основании (в гальке — породы всех фаз комплекса) ниже-верхнепермскими образованиями кызылкиинской свиты. Гранитоиды Каскабулакского массива имеют абсолютный возраст (лаборатория КазИМС) 317 309 ± 10 млн. лет.

В массивах кокдалинского комплекса устанавливается четыре фазы внедрения. Породы первой фазы пользуются наибольшим площадным распространением. Они представлены гранодиоритами, диоритами и реже габбро, связанными друг с другом переходами соответственно через кварцевые диориты и габбро-диориты. Гранодиориты — средние крупнозернистые, часто порфиroidные породы, переходящие в зоне эндоконтакта в мелкозернистые разновидности. Гранодиориты нередко содержат повышенное количество калишпата (до 35%), роговая обманка преобладает над биотитом, акцессорные минералы — сфен, циркон, апатит, рудный. Породы второй фазы по составу отвечают биотито-роговообманковым гранитам с переходом к биотитовым нормальным и лейкократовым разновидностям. К третьей фазе относятся известково-щелочные сиениты, кварцевые сиениты и граносиениты, связанные взаимопереходами. Они распространены так же широко, как и гранитоиды первой фазы. Кварцевые сиениты, доминирующие среди образований третьей фазы, представляют собой порфиroidные среднезернистые породы. Среди темноцветных минералов в них преобладает роговая обманка, реже биотит и пироксен, состав плагиоклаза изменяется от олигоклаза до андезина, акцессорные минералы — апатит, циркон, рудный. Наиболее молодыми в комплексе являются порфиroidные сиенито-диориты, образующие небольшие штокообразные тела; возможно они представляют дополнительные интрузии.

С каждой фазой комплекса пространственно связаны дайки первого этапа, по составу аналогичные материнским породам: кварцевые диориты, диориты и реже диабазовые порфириты; зернистые биотитовые граниты; сиенит-порфиры, кварцевые сиенит-порфиры; сиенит-диорит-порфириты. Дайки, которые с определенной долей условности могут быть отнесены к группе дайковых образований второго этапа, сложены диабазовыми порфиритами. Гранитоиды кокдалинского комплекса характеризуются по сравнению со средними типами пород повышенной щелочностью. Коэффициент натриевости в породах среднего состава составляет в среднем 0,69, в кислых и субщелочных разновидностях возрастает до 0,95—1,15. Наиболее «калиевыми» являются породы II фазы внедрения, где K_2O даже несколько преобладает над Na_2O . Увеличение содержания K_2O отчасти связано с постагматическим метасоматозом. В целом, анализ петрохимических особенностей различных по составу интрузивных пород, входящих в состав комплекса, проведенный с использованием различных методов, показывает сходство многих черт химизма. Породы комплекса характеризуются высокими по сравнению с региональным геохимическим фоном содержаниями молибдена и цинка.

Позднепермский сиенито-диоритовый ушобинский комплекс. Ушобинский комплекс объединяет своеобразный набор интрузивных образований, отличающихся значительной пестротой и неустойчивостью состава, небольшими размерами тел кольцевой, штокообразной и дайкообразной формы. Наличие в составе комплекса пород эффузивного облика, небольшие размеры большинства тел, широкое развитие ксенолитов, эруптивных брекчий, директивных текстур течения сближает ушобинский комплекс с субвулканическими образованиями. Породы этого комплекса имеют активный контакт с вулканитами, содержащими остатки флоры верхней перми, прорваны гранитоидами верхнепермского кикунтайского и постверхнепермского баканасского комплексов. Становление интрузивов ушобинского комплекса произошло в две фазы. К образованиям первой фазы отнесены диориты, сиенито-диориты, гранодиориты, диоритовые и сиенито-диоритовые порфириты, сиениты и сиенит-порфиры; к образованиям второй — монцонит-порфиры, реже

сиенит-диориты, габбро- и габбросиенит-порфириды. Взаимоотношения между породами разных фаз повсеместно четко рвущие. Интрузивные образования, относимые к одной фазе, обычно связаны взаимопереходами, которые часто осуществляются на весьма коротких (5—10 м) расстояниях. Вместе с тем в отдельных случаях наблюдаются и интрузивные взаимоотношения между породами первой фазы. Среди пород первой фазы преобладают сиенит-порфиры, а второй — монцонит-порфиры. Жильная серия комплекса представлена дайками I и II этапов, сходных по составу с самими интрузивами. Площадь большинства интрузивных тел комплекса обычно не превышает 4—6 км², только Бужуртауский массив имеет площадь 45 км². Контакты тел резкие, крутые. Контактные изменения вмещающих пород (обычно окварцеванием) выражены очень слабо. Эндоконтактные зоны в более крупных телах представлены нередко породами эффузивного облика. Локально проявлен постмагматический авто- и аллометасоматоз (альбитизация, калишпатизация, серицитизация и образование вторичных кварцитов). Процессы калишпатизации местами охватывают значительные по площади участки.

По химическому составу породы ушобинского комплекса отвечают субщелочным гранодиоритам — диоритам. Колебания в значении «а» невелики и находятся у более кислых образований в пределах от 14 до 17,50, а у более основных — от 11 до 15 (крайние кислые и основные члены ряда приближаются по значению «а» к линии нормальных интрузивных пород по Р. Дэли).

Позднепермский комплекс субщелочных гранитов (кикунтайский). Образования кикунтайского комплекса пользуются сравнительно небольшим площадным распространением. Они прорывают наиболее молодые вулканогенные образования, возраст которых по флоре определяется как верхнепермский и прорваны в свою очередь гранитами баканасского комплекса. Абсолютный возраст щелочных гранитов кикунтайского комплекса (лаборатория КазИМС; Т. П. Семенова) составляет в среднем по семи анализам 300—305 ± 10 млн. лет. Интрузивные образования рассматриваемого комплекса слагают Улькен-Кикунтайский и южную часть Кызылтасского массива. Формирование их прошло в две фазы: в первую — внедрились щелочные граниты, слагающие большую часть их площади, во вторую — граносиениты. Улькен-Кикунтайский массив (8—10; 1,5—8,5 км) имеет форму асимметричного лакколита, глубина эрозионного среза которого не превышает 50—100 м. Кызылтасский массив, округлый в плане, занимает площадь около 160 км². Глубина эрозионного среза его превышает 100 м. Эндоконтактные и апикальные части этих массивов, а также мелкие штокообразные тела между ними сложены мелкозернистыми порфировидными щелочными гранитами и гранитпорфирами. Ширина ореола ороговикованных пород варьирует от 2—3,5 км для пологих контактов до 400 м и даже первых десятков метров для крутых. Процессы автометасоматоза щелочных гранитов выразились в локальной альбитизации и калишпатизации. Среди пород первой фазы преобладают эгирин-рибекитовые и эгирин-биотитовые граниты; менее развиты биотит-роговообманковые граниты с небольшой примесью щелочного темноцветного минерала; эти разновидности связаны друг с другом взаимопереходами. Эгирин-рибекитовые граниты, которые почти нацело слагают Улькен-Кикунтайский и значительные участки Кызылтасского массивов, имеют такой состав: калишпат 50—55%, альбит 20—25%, кварц не более 20—25%, рибекит 5—7%, примесь эгирина (иногда эгирин-авгита); из аксессуарных минералов отмечены апатит, рутил, ильменит, лейкоксен, гематит (исключительно типичен), сфен, циркон, реже —

монацит и ортит. Эгирин-биотитовые граниты содержат около 30% кварца, 5—7% биотита и до 3% эгирина или эгирин-авгита. Среди крупно- и среднезернистых эгирин-рибекитовых гранитов встречаются мелкие рвущие тела мелкозернистых разновидностей того же состава; они относятся к дополнительным интрузиям первой фазы. Породы второй фазы образуют небольшие овалы или дайкообразные тела среди гранитов первой фазы. Представлены они мелко- и среднезернистыми рибекитсодержащими граносиенитами и граносиенит-порфирами, в которых среди темноцветных минералов (5—10%) преобладают биотит.

Жильная серия кикунтайского комплекса исключительно разнообразна по составу. Последовательность внедрения даек такая: щелочные микрограниты и гранит-порфиры, гранит-порфиры, сиенит-порфиры и граносиенит-порфиры (дайки I этапа), гранит-порфиры (дайки II этапа).

По химическому составу породы кикунтайского комплекса отвечают среднемировым щелочным гранитам и граносиенитам по Р. Дэли; особенностью их является равное содержание калия и натрия (отношение K_2O и Na_2O в весовых процентах равно 1,04). В геохимическом отношении для гранитоидов характерны высокое содержание свинца, цинка и молибдена. В породах комплекса широко проявлены гидротермальные процессы, сопровождавшиеся образованием кварцевых, кварцево-флюоритовых или флюоритовых жил с повышенным содержанием молибдена.

Щелочные граниты кикунтайского комплекса комагматичны вулканитам курайлинской свиты. По мнению В. Ф. Беспалова и В. Н. Зырянова, появление эгирина и рибекита в вулканитах курайлинской свиты и гранитоидных кикунтайского комплекса связано с процессом щелочного метасоматоза, связанным с баканасскими гранитоидами. Таким образом, выделение самостоятельного кикунтайского комплекса оспаривается.

Северо-Балхашский антиклинорий и Северо-Джунгарский синклинорий

Пермский (?) гранодиоритовый комплекс. К этому комплексу относятся четыре крупных гранодиоритовых массива Саякской синклинали: Жамбасский (18×12 км), Умитский (19×10 км), Кунгисаякский (13×7 км) и Лебайский (10×2 км), а также многочисленные диорит-гранодиоритовые штоки с поперечником 1—3 км, размещенные на крыльях Саякской синклинали и вдоль юго-западного крыла Казыкской антиклинали*.

Комплексные геофизические исследования показывают, что массивы Саякской синклинали являются выступами единого плутона, представляющего собой крупную межформационную залежь, кровля которой примерно совпадает с подошвой саякской серии вулканогенно-осадочных отложений. Из наиболее молодых образований гранодиориты прорывают толщу андезитовых порфиритов и туфов, которая несогласно лежит на морских фаунистически охарактеризованных отложениях верхнего карбона. Последние В. Я. Кошкины относятся к архарлинской свите, возраст которой по остаткам фауны и флоры принимается верхнекаменноугольно-нижнепермским. Толща же андезитовых порфиритов условно сопоставляется с нижнепермской кызылкинской свитой.

* Гранодиориты и диориты Казыкской антиклинали В. Я. Кошкин сопоставляет с пермским ушобинским комплексом Баканасской впадины.

Таким образом, гранодиориты, имеющие абсолютный возраст 324—328 млн. лет (Иванов и др., 1966; биотит, калий-аргоновый метод), по фаунистическим данным являются верхнекаменноугольными или нижнепермскими. Рассматриваемый комплекс образован в две интрузивные фазы: I — габбро, габбро-диориты, диориты, кварцевые диориты, II — гранодиориты, переходящие в краевых частях интрузивов в кварцевые диориты и диориты. Среди дайковых образований выделяются аплитовые жилы I этапа дайки и II этапа, которые формировались в такой последовательности (от древних к молодым): диабазовые порфириты трех генераций, диоритовые порфириты трех генераций, кварцевые диоритовые порфириты и плагиогранит-порфиры двух генераций.

С гранодиоритовым комплексом связана золото-молибденово-медная минерализация, часто с галенитом и кобальтином.

Пермский гранитовый комплекс. В Саякской синклинали часть площади массивов Кунгисаяк и Жамбас сложена гранитами, имеющими абсолютный возраст 310—314 млн. лет (биотит, калий-аргоновый метод). Взаимоотношения их с описанными выше гранодиоритами нигде непосредственно не наблюдаются, но дайки второго этапа гранодиоритового комплекса прорываются небольшими гранитными телами. Граниты мелко-среднезернистые, местами порфириовидные, нередко аплитовидные, они состоят из плагиоклаза (олигоклаз № 25—30) 30—35%, калишпата 20—30%, кварца 25—30%, биотита 10—15% и роговой обманки 5—6%. В дайковой серии выделяются жилы I этапа (аплиты и гранит-порфиры) и дайки II этапа, формировавшиеся в следующем порядке (от древних к молодым): диабазовые порфириты, диоритовые порфириты двух генераций, кварцевые диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры двух генераций внедрения и гранит-порфиры.

С гранитами связана молибденит-шеелитовая и более слабо проявленная халькопирит-пиритовая минерализация, приуроченная к зонам грейзенизации и окварцевания, а также к кварцевым жилам.

Значительно более широко развиты граниты в западной части Северо-Балхашского антиклинория. Наиболее крупным является массив Сусызкара (40×10 км), сложенный преимущественно крупнозернистыми биотит-роговообманковыми гранитами, не несущими в зонах эндоконтактов следов ассимиляции. В других значительно более мелких (до 10×1 км) массивах (западнее горы Тесиктас) подобные же граниты, насыщаясь в зонах контактов ксенолитами рифейских диабазов, меняют свой состав до кварцевых диоритов, из дайковых пород отмечены аплитовые жилы и многочисленные дайки кварцевых диоритовых порфиритов, гранодиорит- и граносиенит-порфиоров. В связи с гранитами известна бедная медная минерализация в скарнированных породах и кварцевых жилах.

В Северо-Джунгарском синклинии выделяется *пермский гранитовый комплекс*, к которому относятся Катбарский, Бесобинский и Тюлькулинский массивы. Наиболее крупный (12,5×37,5 км) Катбарский массив, вытянутый в меридиональном направлении, прорывает дислоцированные породы силура, ороговиковывая их в полосе шириной в первые сотни метров. Бесобинский и Тюлькулинский массивы прорывают осадочно-вулканогенные толщи верхнего девона. Контакты массивов пологие, кровля плоская. Массивы сложены в основном среднезернистыми и крупнозернистыми гранитами, которым подчинены мелкозернистые разности. На примере хорошо изученного Катбарского массива видно, что мелкозернистые граниты приурочены к краевым частям массива или окружают останцы кровли. Одни исследователи считают, что между средне- и мелкозернистыми разностями имеются постепен-

ные переходы, другие (Р. Э. Квятковский) считают мелкозернистые граниты продуктом внедрения более поздней порции магмы, что, видимо, более справедливо. Минеральный состав среднезернистых и крупнозернистых гранитов такой: микроклин-пертит 40—60%, кварц 30%, плагиоклаз (олигоклаз № 25—27 в ядре и альбит № 8—10 во внешней кайме) 20—25%, биотит 5—10%, иногда присутствует мусковит. Акцессорные минералы — магнетит, циркон, апатит, сфен, ортит. Мелкозернистые граниты состоят из микроклин-пертита 40—50%, кварца 35%, олигоклаз-альбита (до № 22—27) 25%, биотита 2—4% и акцессорных минералов: апатита, циркона, магнетита, сфена, турмалина, граната, флюорита. В массивах широко развиты жилы аплитов, перматиты встречаются редко. Среди даек распространены гранит-порфиры и диоритовые порфиры. В гранитах проявлены процессы грейзенизации, а с кварцевыми жилами связана вольфрам-молибденовая минерализация.

Раннепермский (жаксытагалинский) комплекс малых интрузий. Интрузивы этого комплекса, впервые выделенного Г. И. Бедровым, широко развиты в пределах Токрауской впадины и в обрамляющих его структурах — Атасу-Моинтинском и Новалы-Кзылэспинском антиклинориях, в бортовых частях Жаман-Сарысуйского антиклинория и в Успенском синклиории.

В Атасу-Моинтинском антиклинории интрузивы этого комплекса слагают крупные кольцевые тела и рой маломощных конических даек, приуроченные к бортам верхнепалеозойских тектоно-магматических структур купольного (Сарытау, Ортау, Шалтас) и кальдерного (Жаман-Карабас, Кумола) типа, центральные части которых заняты одноименными пермскими гранитными массивами. Остановимся на характеристике интрузий Жаман-Карабасской структуры, где данный комплекс представлен наиболее полно. Здесь кольцевые и конические дайки прорывают дайки визе—намюра, лавы каркаралинской и калмакэмельской свит, а также граниты среднего и верхнего карбона, а сами пересекаются пермскими гранитами плутона Жаман-Карабас. Интрузивы образуют смыкающиеся друг с другом внешнюю и внутреннюю кольцевые зоны, имеющие форму эллипса размерами 21×11 и 27×6 км. Среди них устанавливаются маломощные (1—10 до 20 м) концентрические и радиальные дайки, а также более мощные силлы, лакколиты и купола, имеющие ширину выхода до 700—1500 м. Все эти разнообразные тела в пределах кольцевых зон смыкаются и пересекаются друг с другом, включают неперемещенные блоки пород рамы и огромные глубинные ксенолиты рифейских гранитов, сиенитов и сланцев.

Установлена следующая последовательность интрузий кольцевых зон (без учета конических даек андезитов, кольцевых тел габбро и гранитов среднего карбона, которые также принимают участие в строении кольцевых зон).

1. Игнимбриды, брекчии взрыва и флюидалные фельзиты жерловых фаций. Во внутренней зоне фрагменты пород жерловых фаций встречены в виде тел длиной в первые километры при ширине до 1 км и центриклинальном падении (под углами 50—70°), во внешней они образуют мелкие изометричные нежки и тела длиной до 2,5 км и шириной до 250 м при периклинальном падении под углами 40—65 до 80°.

2. Флюидалные фельзиты, слагающие маломощные радиальные и конические дайки с углами падения от 55 до 70°.

3. Гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры с обильными вкрапленниками плагиоклаза и биотита, переходящие в краевых частях тел во флюидалные фельзиты. Формируют рой из десятка ветвящихся конических даек в юго-западной части структуры. Углы падения даек варь-

ируют от 10—25 до 35—40° на периферии до 40—80° ближе к центру структуры. Мощность даек возрастает в направлении от периферии к центру кальдеры от 2—3 до 5—20 м.

5. Гранит-порфиры со сравнительно редкими вкрапленниками плагиоклаза и биотита и с тонко раскристаллизованной основной массой. Они образуют мощные (10—40 м) периклинально падающие кольцевые дайки, силлы, купола; отмечены переходы гранит-порфиров во флюидалные фельзиты, брекчии взрыва и игнимбриты.

5. Мелкозернистые слабопорфировидные лейкократовые биотитовые граниты, слагающие мелкие купола с диаметром от 300 до 3 км в поперечнике, приуроченные к внешней кольцевой зоне. Купола имеют пологую сводообразную поверхность, резкие интрузивные контакты с предшествующими гранит-порфирами; граниты местами в зонах эндоконтактов переходят в средне-мелкозернистые гранодиориты, реже граносиениты.

Игнимбриты жерловых фаций — красноватые и сиреневые породы, имеющие лентулитовые (с фьямме) текстуры и микрофельзитовые структуры, причем фьямме обычно характеризуются аксиолитовыми структурами. Вкрапленники кварца и плагиоклаза редки и мелки. Брекчии взрыва состоят из глубинных ксенолитов, обломков стенок трещин, обломков витрокластических туфов и игнимбритов. Обломочный материал цементируется фельзитом с очень изменчивыми структурами. Фельзиты характеризуются резко очерченными флюидалными текстурами. При микроскопическом изучении в разных полосах течения устанавливаются различные структуры: микрофельзитовые, сферолитовые, микропойкилитовые до гранофировых. Многие пятна и полосы в игнимбритах, фельзитах и т. п. перекристаллизованы в микрогранобластовые агрегаты зерен кварца, альбита, калишпата, биотита, хлорита и мусковита. Акцессорные минералы — гематит, апатит, турмалин. В лучше раскристаллизованных гранит-порфирах среди вкрапленников присутствуют плагиоклаз, бурый биотит, редко зеленая роговая обманка. Размеры вкрапленников варьируют от 1 до 4 мм, а суммарное их количество от 5 до 30%. Иногда в интрузивах отмечаются полосы, обогащенные вкрапленниками или, наоборот, представленные фельзитовым материалом. Плагиоклаз вкрапленников является олигоклазом (№ 27—30), реже олигоклаз-андезином с альбитовой внешней каймой. Тонкозернистая основная масса состоит из кварца (до 35%), альбита, калишпата и биотита. Структуры ее — микропойкилитовые, микрогранитовые, микрографические с переходами между ними. Акцессорные минералы — магнетит, апатит, рутил, сфен, лейкоксен, турмалин. Темноцветные минералы хлоритизированы, плагиоклазы серицитизированы, реже эпидотизированы. Лейкократовые биотитовые граниты — средне- и мелкозернистые порфировидные породы, состоящие из кварца (30—35%), решетчатого микроклин-пертита (30—40%), плагиоклаза (25%), биотита (0,5—2%). Плагиоклаз в них зоональный с олигоклазовым ядром (№ 23—26, реже 29) и альбитовой каймой. Объем тонкозернистой фракции обычно невелик (30%), но в эндоконтактах тел наблюдаются переходы в микрофельзит.

Слабо раскристаллизованные породы кольцевых интрузий пересыщены кремнеземом и богаты щелочами. Гранит-порфиры пересыщены алюминием, в то время как породы жерловых фаций относятся к породам нормального ряда. Натрий в полевошпатовой части их обычно преобладает над калием. По составу они отвечают среднемировому щелочному граниту, комендиту, кварцевому порфиру, граниту всех периодов. Лучше раскристаллизованные гранитоиды Жаманкарабасского кольца являются также пересыщенными кремнеземом и богатыми ще-

лочами породами нормального ряда, близкими к породам жерловых фаций.

По содержанию микроэлементов породы кольцевых интрузий Жаманкарабаса близки к гранитам главной интрузивной фазы пермского Жаманкарабасского массива.

Важно отметить, что, вопреки мнению многих исследователей, в контактах с пермскими плутонами за счет гранит-порфиров комплекса не возникает никаких метасоматических гранофилов. Наоборот, в зонах контактов исчезают первичные гранофировые микроструктуры пород. Последние превращаются в бластопорфировые роговики с массивными, гнейсовидными и брекчиевидными текстурами и мозаичными микрогранобластовыми и пойкилобластовыми структурами с развитием вторичного альбита, биотита, роговой обманки и кварца. Содержание кварца в роговиках увеличивается до 40—70%.

Индивидуальными металлогеническими особенностями кольцевые интрузии не обладают, хотя велика их структурная роль в локализации полиметаллических месторождений, связанных с пермскими гранитами.

На территории Новалы-Кзылэспинского антиклинория преобладают мелкие центральные массивы комплекса, располагающиеся в узлах пересечения разрывов и тяготеющие к мульдам, сложенным останцами верхнепалеозойских эффузивов (например, Сарыобинский). Площадь наиболее крупных массивов не превышает 30 км², наибольшее распространение имеют изометричные и дайкообразные тела размером 0,5—1 км². Все массивы сложены обычно лейкократовыми и аляскитовыми, нередко гранофировыми гранитами. Для всех пород характерны неравномернозернистые, часто порфировидные, структуры.

В породах распространены биотиты, имеющие железистость 35—40%. Состав незональных плагиоклазов варьирует от № 10 до № 30. Калиевые полевые шпаты представлены промежуточными микроклинами с углами оптических осей 65—75° и содержанием альбитовой составляющей не более 30%. Кварц нередко образует графические сростания с калишпатом, хотя часть его присутствует и во вкрапленниках.

В повышенных количествах присутствуют ильменит, апатит, флюорит, а также появляются такие редкие минералы, как ксенотим, бурый циркон, рутил, анатаз, которые характерны для позднегерцинских интрузивов Центрального Казахстана. Породы комплекса характеризуются нормальным и плюмазитовым типами химизма. Плюмазитовый тип распространен в рудных зонах, где граниты имеют также более основной состав. Все анализы указывают на постоянное преобладание калия над натрием. С отдельными штоками гранитов связана редко-металльная минерализация.

В пределах Успенского синклинория субвулканические интрузивы жаксытагалинского комплекса прорывают верхнекарбонные калдырминские гранитоиды (Калиновская зона, Кангаштинский, Южно-Каркаралинский, Кентский и Ирекский массивы); а сами прорываются пермскими аляскитовыми гранитами (Кентский и Каркаралинский массивы). Наиболее вероятно, что внедрение интрузивов происходило в перми. Абсолютный возраст гранодиорит-порфиров района гор Кангашты характеризуется цифрами 295, 312 и 318 млн. лет (по биотиту), граносиенитов Северо-Бугалинского массива — цифрой 308 млн. лет (валовая проба). Для интрузивов комплекса характерны формы конических и кольцевых, реже линейно-вытянутых трещинных тел, нередко образующих рои. Кольцевые интрузии ассоциируют с крупными центрально-кольцевыми плутонами аляскитовых гранитов пермского возраста. Интрузивы жаксытагалинского комплекса сложены кварцевыми порфирами, гранит-порфирами, граносиенит-порфирами, сиеногранодио-

рит-порфирами. Характерно чрезвычайное разнообразие структур и текстур пород с переходами от полнокристаллических к порфировым и фельзитовым структурам и от массивных к брекчиевидным, полосчато-флюидальным и лентикулитовым текстурам. В гранит-порфирах жаксытагалинского комплекса известны рудопроявления меди и свинца.

Интрузивы жаксытагалинского комплекса установлены также в северо-западной и северо-восточной частях Жаман-Сарысуйского антиклинария, где они развиты по периферии реликтовых верхнепалеозойских мульд-кальдер.

В районе Жаксытагалинской кальдеры интрузивы этого комплекса прорывают дислоцированные силурийские породы, а также кислые вулканы керегетаской свиты, падающие полого к центру кальдеры. Во внутренней части кальдеры среди вулкаников преобладают экструзивные купола липаритового состава (жерловая фация). Среди более поздних интрузивов четко выделяется мощная кольцевая дайка, залечивающая систему разрывов в виде углового эллипса, вытянутого в северо-восточном направлении с осями 29×16 км. На глубоко эродированных уровнях дайка вертикальна, на высоких уровнях она падает к центру кальдеры под углами $45-65^\circ$. Дайка сложена гранит-порфирами с переходами в гранодиорит и граносиенит-порфировые разности и пересекает преимущественно породы силура, подвергая их слабому ороговикованию. По северной, западной и северо-восточной периферии наблюдаются более крупные интрузивы средне-мелкозернистых порфировидных гранитов — гранодиоритов, видимо, тесно связанные с кольцевой дайкой.

Породы комплекса в Жаксытагалинской структуре характеризуются кирпично-красным цветом и обычно состоят из кварца (30—36%), калишпата (40—50%), плагиоклаза (15—30%) и биотита (1—5%). Структура их микропегматитовая, микрогранитовая и микроаллотриоморфно-зернистая. Экструзивные купола характеризуются еще более слабой раскristализацией. По химическому составу породы пересыщены кремнеземом, глиноземом, маломagneзиальны, близки липаритам и аляскитам по Р. Дэли. В экструзивах комплекса размещаются флюорит-гематитовые и другие проявления.

В пределах Байназарской кальдеры, по данным Л. Б. Иванова, комплекс представлен субщелочными габбро, монзонит-порфирами, граносиенитами, сиено-гранодиоритами, гранит-порфирами, трахидацитовыми порфирами, относимыми ранее в состав байназарского комплекса. Развиты эти породы в Батыстауском, Северо-Жуанконурском и других массивах, приуроченных к кольцевым разломам Байназарской кальдеры. Длина массивов составляет до 7—9 км, мощность варьирует от 50 до 600 м (редко 1 км), падение крутое на северо-восток. В субщелочных породах наблюдается большое количество ксенолитов девонских(?) лейкокартовых биотитовых гранитов и гранодиоритов размером от первых сантиметров в диаметре до $100 \times 500-600$ м. Геохимически породы комплекса специализированы на Cu, Pb, Ba. В связи с комплексом отмечается пропилитизация. Абсолютный возраст комплекса 315 млн. лет. Интрузивами комплекса пересечены гранодиориты среднего карбона и граниты верхнего карбона, сами кольцевые интрузии пересечены аляскитами акчатауского комплекса и дайками байназарского комплекса.

Г. И. Бедров кольцевые дайки Жаксытагалинской структуры выделял в преакчатауский жаксытагалинский комплекс, а дайки Байназарской структуры — в послеакчатауский байназарский комплекс. Исследования последних лет показывают на преакчатауский возраст большинства даек Байназарской структуры.

Несмотря на достаточно широкое развитие интрузивов жаксытагалинского комплекса в структурах, обрамляющих Токраускую впадину, наибольшего разнообразия по составу и морфологии интрузивные тела комплекса достигают в самой Токрауской впадине.

Возраст пород комплекса определяется наличием активных контактов субщелочных и гранофировых гранитов с гранитоидами сарыюленского комплекса, наблюдаемых как в самом массиве Сарыюлен, так и в ряде других мест, а также прорыванием их плутонами акчатауского комплекса. Соотношение жаксытагалинских гранитоидов с гранитами курпетайского комплекса известно в ограниченном числе пунктов, т. к. обычно эти гранитоиды размещаются в разных зонах. Такие соотношения установлены в относительно сильно эродированных юго-восточных районах Токрауского синклинория. Здесь граниты курпетайского комплекса пересекаются субщелочными гранитами массива Мамыр и гранофировыми гранитами Каскырказганского штока, размещающегося в северной части Кенькудукского массива верхнекарбонных гранитов. В зоне эндоконтакта с гранитами Кенькудукского массива среднезернистые и порфиоровидные гранофировые граниты штока переходят в микрофельзиты.

Массивы жаксытагалинского комплекса разделяются на три группы.

К первой группе относятся обычно более крупные центральные массивы хорошо раскристаллизованных субщелочных гранитов (Мамыр, Борлы и др.). Массив Мамыр сложен крупнозернистыми и среднезернистыми гранитами главной интрузивной фазы и более мелкозернистыми, нередко порфиоровидными гранитами фазы дополнительных интрузий трех генераций. В. И. Серых относит эти мелкие тела к жильной фазе.

По составу граниты главной фазы отвечают аляскитам, содержащим 66,7% микроклин-пертита, 32,9% кварца и 0,4% биотита; акцессорные минералы представлены магнетитом, флюоритом, ильменитом, сфеном, цирконом, а также анатазом, рутилом, торитом, монацитом, пиритом, ортитом, апатитом, молибденитом.

Средний химический состав гранитов главной фазы: SiO_2 76,10%, TiO_2 0,21%, Al_2O_3 12,69%, Fe_2O_3 0,93%, FeO 0,97%, MnO 0,06%, MgO 0,80%, Na_2O 4,01%, K_2O 4,96%, P_2O_5 0,02%, SO_3 0,03%.

Ко второй группе интрузивов комплекса относятся более мелкие центральные и кольцевые интрузивы гранофировых гранитов, обычно тесно связанные с предшествующими им породами жерловой фации.

Примером массивов этой группы может служить Восточно-Коунрадский гранофировый интрузив. Последовательность формирования массива такова: жерловые фации дацит-липаритов → дайки гранит-порфиоров → среднезернистые гранофировые граниты с эндоконтактовыми фациями мелкозернистых гранофиров → мелкие штоки мелкозернистых гранофиров и жильные тела аплитовидных гранитов. Минеральный состав гранофировых гранитов такой: калишпат 43—65%, плагиоклаз 5—20%, кварц 32—39%, биотит до 3—5%; некоторые разности более богаты биотитом и содержат амфибол (до 1,5%). Акцессории — ильменит, титаномагнетит, магнетит, циркон, сфен, апатит, флюорит.

В петрохимическом отношении гранофиры либо пересыщены глиноземом, либо принадлежат нормальному известково-щелочному ряду. Породы богаты кремнекислотой, бедны фемическими минералами, натрий обычно преобладает над калием. По-видимому, в них широко проявлена вторичная альбитизация (петрохимические данные в этом отношении плохо коррелируются с минералогическими подсчетами). Особую дискуссию вызывает происхождение гранофировых гранитов.

В Восточно-Коунрадском массиве они впервые были выделены Г. Д. Зиновьевым (1948), как интрузивные образования. По мнению О. С. Полковой (1952) и С. В. Ефремовой (1958), гранофиры являются продуктами метаморфизма эффузивов нижнего карбона в контакте с пермскими гранитами. Однако последующие исследования Е. К. Зворыгиной в Коунрадском районе и А. В. Авдеева на смежных с Токрауской впадиной территориях показали несостоятельность выводов контактового происхождения гранофиров.

Гранофировые интрузивы Восточного Коунрада близки по строению и составу интрузивам Борлинской и Жанетской мульды, а за пределами Токрауской впадины — интрузивам Жаман-Карабасской, Сарытауской и Ортауской кольцевых структур.

Третья группа интрузивов включает преимущественно кислые по составу дайки, реже штоки и пластовые тела. Цифры абсолютного возраста пород этих малых интрузивов варьируют от 215 до 306 млн. лет. Они образуют либо вытянутые линейные дайковые пояса, либо системы кольцевых и конических даек. Взаимоотношения между линейными и кольцевыми поясами различны, имеются факты пересечения кольцевых даек линейными, и наоборот. В пределах Токрауского синклинария выделяются с северо-востока на юго-запад следующие дайковые пояса: Хантау-Кызылрайский, Сарыбулак-Бегазинский, Кызылжал-Есентауский, Курпетай-Майтасский, Каргалы-Кызыладырский, Жалпак-Найзакаринский, Алтуайт-Бектауатинский, Жанет-Борлы-Коунрадский. В основном эти пояса приурочены к осевым частям горстов и грабенов северо-западного простирания. Пояса имеют сложное строение и нередко состоят из субпараллельных кулисообразных роев. Многие дайковые пояса прослеживаются из Токрауской впадины в смежные с ней структуры. Последовательность формирования разных генераций даек в дайковых поясах пока еще недостаточна ясна, тем более, что в этих роях присутствуют, по-видимому, и разновозрастные дайковые комплексы. В районе массива Кызылжал внедрение начинается с кислых и завершается основными дайками, причем фиксируется несколько генераций граносиенит- и гранит-порфиров. В районе гор Кызылрай—Жантау происходит вначале внедрение основных и средних даек, а затем кислых и субслючных. В районе массива Сарыбулак первыми формировались граносиенит- и гранит-порфиры нескольких генераций, а вслед за ними — дайки диоритовых и диабазовых порфиров. Интересно отметить, что в некоторых сложных дифференцированных дайках состав пород изменяется от кислого до основного. Кольцевые дайковые пояса установлены в обрамлении крупных эллипсовидных или имеющих форму полумесяца пермских массивов Кызылрай, Майтас, Кент и др. Весьма интересны также пояса кольцевых интрузий, развитые по обрамлению эллипсовидных или округло-полигональных мульд-кальдер, в центральных или периферических частях которых наблюдаются апикальные выступы пермских плутонов, а геофизическими исследованиями устанавливаются более крупные полуслепые плутонические массы (Улькен-Каракуус, Каргалы, Найзакара, Жанет).

Кольцевые пояса интрузий обычно представлены множеством сложно переплетающихся и ветвящихся дайковых тел различной протяженности и мощности. Диаметр кольцевых систем по внешним дайкам колеблется от 20 до 30 км и более. Кольца обычно разомкнуты в одном направлении. Обычная длина отдельных даек 1,5—3,0 км, иногда она увеличивается до 5—10 км при мощности 1,5—4 км, 10—30 м, реже 100—200 м. Падение относительно маломощных даек чаще направлено к центрам кольцевых систем под углами от 60 до 85°, мощные тела нередко имеют периклинальные падения. Для пород кольцевых даек и

тел очень характерна резкая изменчивость структур от полнокристаллических до криптокристаллических. Нередко дайковые породы имеют флюидалные и брекчиевидные текстуры. В кольцевых роях установлены граносиенит-порфиры, гранит-порфиры, кварцевые порфиры, микроранит-порфиры, трахиты и фельзиты. Средние и основные породы более редки, представлены гранодиорит-порфирами и диоритовыми порфиритами и др. (Найзакара, Кызылрай).

В таблице 27 приведены средние составы кислых, средних и основных даек жаксытагалинского комплекса Токрауской впадины. Изучение распределения некоторых элементов-примесей в дайковых породах района горы Кызылрай показало, что в них в кларковых значениях постоянно содержится Cu, Pb, Zn, Zr, V, Sr, Ba, Mo, Ag и др., причем в отдельных пробах из гранит- и граносиенит-порфиров отмечаются повышенные (в 2—3 раза против кларка) содержания редких элементов.

Обычно линейные, конические и кольцевые дайки третьей группы прорывают интрузивы первых двух групп. На этом основании некоторые исследователи склонны относить более крупные центральные и кольцевые интрузивы гранофировых и субщелочных гранитов к самостоятельному кзылкайнарскому комплексу, оставляя в жаксытагалинском лишь местами пестрые по составу дайки третьей группы. Однако вопрос о самостоятельности кзылкайнарского комплекса гранитоидов требует дальнейшего изучения.

Пермский (Акчатауский) комплекс лейкократовых гранитов и аляскитов. Граниты акчатауского комплекса сравнительно широко развиты в Джунгаро-Балхашской складчатой системе и выходят в каледонскую раму. Они прорывают все магматические образования вплоть до верхнепалеозойских пород жаксытагалинского комплекса. Значение цифр абсолютного возраста варьирует от 240 до 330 млн. лет, но большая часть акчатауских гранитов характеризуется устойчивыми цифрами 290—310 млн. лет. Как правило, плутоны этого комплекса локализируются в узлах пересечения зон разломов разного направления. Можно выделить три морфологических типа плутонов.

Плутоны первого типа характеризуются крупными площадными размерами и тесно связаны с купольными и кальдерными структурами, окруженными кольцевыми и коническими дайками пермского жаксытагалинского комплекса.

Форма хорошо отпрепарированных плутонов в плане круглая (Бектаута восточный, 15×16 км) или овальная с вытянутостью длинной оси согласно с простираем более древних структур (Жаман-Карабас, 23×12 км). Иногда наблюдаются сообщества двух спаянных изометричных плутонов (Ортау, Каркаралинский), каждый из которых окружен реликтами кольцевых даек, принадлежащих двум различным центрам. При менее значительном эрозионном срезе выходы плутонов в плане имеют форму полумесяца или груши (Кызылрай, Кент, Майтас), при слабом срезе отмечаются небольшие выходы гранитов в виде валов и куполов, приуроченных обычно к бортовым частям кальдер (Улькен-каракуус, Найзакара I). Наконец, существуют структуры со слепыми гранитными плутонами, почти не имеющими выхода на поверхность (Жанет, Кангашты, Найзакара II, III и др.). Во всех этих случаях над такими структурами устанавливаются гравитационные минимумы, объясняемые наличием на глубине пермских плутонов.

Падение контактов плутонов обычно периклинальное под углами от 10 до 45°, в среднем около 20°, иногда контакты вертикальны или даже наклонены к центру плутона (некоторые отрезки контактов плутонов Шалтас и Майтас). Общий профиль поверхности плутонов либо

слабо выпуклый, куполообразный (Ортау, Кызылгас, Бектауата, Кызылтау), либо почти плоский (Жаманкарабас и др.), либо вогнутый чашеобразный (Майтас, Кызылрай и др.). Последние два типа профилей характерны для плутонов, приуроченных к центральным частям мульда-кальдера. На фоне общей куполообразной, равной или чашеобразной поверхности отмечается обилие куполов и валов более высоких порядков. Купола размещаются либо в центре плутонов, либо объединяются в группы, характеризующиеся кольцевой и радиальной ориентировкой. Относительная высота куполов варьирует от первых десятков до 100—300 и даже 500 м, угол крутизны их склонов обычно не превышает 5—10°, иногда достигает 30—40°. Валы по-существу представляют собой группы удлинённых куполов и также имеют кольцевую ориентировку; нередко они приурочены к краевым частям плутонов. Превышение таких краевых валов над центральной депрессией достигает 800—1000 м (Кызылрай). Плутоны с хорошо выраженными бортовыми валами имеют форму амфитеатров. Одни исследователи (Андреев и др., 1966), базируясь на гравиметрических данных, считают пермские плутоны мощными цилиндрическими телами; другие (Щерба, 1960; Авдеев, 1962), основываясь на геологических наблюдениях, подкреплённых также гравиметрическими и магнитометрическими данными, полагают, что плутоны в вертикальном разрезе имеют лакколитообразную, лополитообразную или более сложную (типа мощных *ring dikes*) форму, уплощенное дно и незначительную мощность. В зависимости от представлений о форме плутонов различные авторы оценивают их мощность от 2 до 4 км (Кызылрай, данные М. М. Розенבלата и В. Н. Талманова), 5—7 км (Каркаралинск, данные Ю. Н. Чернова) и даже 9—12 км (Ортау, данные А. А. Духовского). Однако к последним цифрам следует относиться критически. Так, например, мощность плутона Шалтас оценивается Ф. С. Моисеенко (1964) в 3—6,5 км, а И. П. Беневоленским — 10,2 км. Скорее всего плутоны имеют мощность не более 4—5 км при незначительных колебаниях цифр. Об этом может свидетельствовать постоянство диаметров плутонов, ассоциирующихся с кольцевыми дайками. Обычно диаметры таких плутонов не превышают 15—16 км. Подводящие каналы плутонов, по-видимому, представляют собой центральные штоки в ассоциации с периферическими штоками и дайками, контролирующимися кольцевыми разломами. Возможно, крупные купола и валы размещаются над питающими каналами.

К плутонам второго типа относятся интрузивы, отличающиеся малыми площадными размерами (обычно не более 20 км²) — Коктенколь, Белькойтас, Нураталды, Батыстау, Узунбулак и др. В этом типе плутонов можно выделить несколько подтипов: 1) простые диапировые штоки (по Абдрахманову, 1968). Они размещаются среди силурийских терригенных пород, вулканитов девона, гранитоидов нижнего карбона и т. п. и, как правило, не входят в контакты с верхнепалеозойскими вулканогенными образованиями. Плутоны по морфологическим особенностям сходны с соляными штоками, переходящими вверх в каплеобразные лакколиты с периклинальным падением верхней контактовой поверхности под углами 20—45°; 2) штоки, окруженные коническими и кольцевыми дайками, диаметры которых значительно превышают поперечники самих штоков (Нураталды); 3) штоки и валы, тяготеющие к бортам кольцевых тектоно-магматических структур купольно-кальдерного типа (Байназар). Геофизическими методами под Байназарским кольцом устанавливается крупная лополитообразная интрузивная масса, однако остается неясным, являются ли штоки и валы гранитов акчатауского комплекса (Батыстау, Узунбулак) апикальными выступами этой массы.

Интрузивные тела 2-го и 3-го подтипов можно считать как бы переходными звеньями между простыми штоками и крупными сложными по морфологии центральными плутонами мульд-кальдер и куполов. Данные геофизиков о расширении плутонов описанного типа на глубину в батолитоподобные тела огромных размеров нельзя принимать безоговорочно. Безусловно, эти плутоны связаны с глубинными очагами разуплотнения, но эта связь более сложная.

К плутонам третьего типа можно отнести интрузивы Акчатау, Айртау и др., которые размещены среди среднепалеозойских осадочных и вулканогенных толщ, иногда имеют контакты с вулканитами каркаралинской свиты. Форма их на современном уровне эрозионного среза изометричная или неправильная, размеры небольшие — $>15 \text{ км}^2$; по геофизическим данным они являются куполообразными выступами более крупных тел (Розенблат, Талманов, 1966). Плутон Акчатау тяготеет к южному борту крупной Каргалинской кальдеры и представляет собой, по мнению геофизиков, гарполитообразное тело с довольно крутыми боковыми контактами и крутопадающим магмоподводящим каналом при мощности плутона около 6 км, хотя эта цифра может быть сильно завышена.

Размещающиеся в каледонидах плутоны обычно не обнаруживают приуроченности к вулканическим структурам верхнего палеозоя, имеют различную форму и размеры (до 300 км^2 для массива Куу) и возможно представляют собой более сильно эродированные аналоги плутонов третьего типа. Близкая к приводимой классификация плутонов разработана А. А. Духовским и др. (1968), в которой, правда, не учтена генетическая сторона связи плутонов с кольцевыми структурами.

В строении пермских плутонов принимают участие в основном крупнозернистые граниты, меньшую роль играют среднезернистые и мелкозернистые, для которых характерны неравномернозернистые, а для слабе раскристаллизованных разностей порфировидные структуры. В сильно эродированных плутонах, например Шалтасе, роль среднезернистых и мелкозернистых гранитов ничтожна, обычно они концентрируются здесь в виде пологих тел мощностью до 100—150 м на вершинах куполов, фиксирующих кольцевой подводящий канал. С вершины купола в глубь плутона мелкозернистые граниты резко и постепенно сменяются среднезернистыми, а еще глубже следуют крупнозернистые разности, причем менее раскристаллизованные разности являются более поздними. В слабе эродированных плутонах площади разветвения среднезернистых и мелкозернистых гранитов увеличиваются — они слагают кольцеподобные зоны, Восточный Коунрад, по Зиновьеву (1948), или размещаются в виде крутых и пологих секущих тел в центральных частях куполов или амфитеатров, занимая иногда обширные площади. В глубоко расчлененном логами Кызылрайском гранитном плутоне крупнозернистые граниты слагают около 50% обнажающейся площади плутона, среднезернистые, иногда слабо порфировидные граниты с мелкозернистой жильной и эндоконтактной фацией — 40%, средне-мелкозернистые резкопорфировидные граниты — 8—9%, а мелкозернистые и аплитовидные граниты жильной фации — 1%. М. М. Уколов (1968) относит каждую из перечисленных выше разновидностей к определенной фазе (I, II, III, IV). Во врезках хорошо видно, что граниты II фазы имеют форму пластов мощностью до 150 м, приуроченных к центральной подкровельной части плутона. Граниты III фазы в виде опять же пластовых тел концентрируются в полостях отслоений между гранитами I и II фаз, а также в полостях между гранитами I фазы и кровлей плутона. Мощность этих тел достигает 50 м. Граниты жильной фазы или фации образуют конические и радиальные круто-

падающие жилы, реже пластовые тела. Контакты между гранитами разных фаз близ кровли четкие, иногда с проявлением закалки, в более глубоких частях плутона — расплывчатые, с постепенными переходами на расстоянии 2—4 до 20 см. Фации эндоконтакта развиты слабо, при крупных размерах плутона ширина зон не превышает 20 см. Таким образом, несмотря на большую площадь развития гранитов II и III фазы приходящийся на них объем по сравнению с объемом самого плутона ничтожен. В гранитах акчатауского комплекса обычно отмечается большое количество мелких миарол и пегматитовых тел.

Данные по минеральному составу гранитов I и II интрузивных фаз акчатауского комплекса обобщены и дополнены В. И. Серых, Ю. А. Габовым, А. П. Новичковой, К. М. Жаботинским, В. В. Привалихиной. Часть из них приведена в табл. 28, 29.

Таблица 28

Массивы	Количество шлифов и длина линий подсчета (см)	Минералы						
		плагно-клас	микро-клин	кварц	биотит	муско-вит	альбит метасоматический	акцес-сории
Аиргау	12 (292)	26,6	36,0	32,8	1,4	0,2	3,0	—
Акчатау	24 (929)	23,6	40,9	33,6	1,4	0,09	0,08	0,7
Бектауата	6 (№?)	11,7	47,7	36,4	2,6	0	—	1,6
Восточный Коунрад	30 (696)	27,5	39,1	31,4	1,6	0,3	0,1	—
Жаман-Карабас	40 (840)	27,7	35,4	33,7	2,5	0	0,5	0,8
Жанет	7 (206)	16,7	46,3	34,7	1,3	0,04	1,3	—
Караоба	24 (1009)	20,1	32,0	37,7	2,1	2,3	10,3	—
Каркаралы	12 (—?)	9,6	44,8	41,7	2,6	—	—	1,15
Кент	6 (—?)	1,2	68,5	33,8	0,3	—	—	1,10
Коктенколь	19 (1335)	24,0	37,5	33,0	1,3	1,6	2,9	—
Котанемель	?	—	65,5	33,0	0,1	—	—	1,0
Кызылрай	3 (?)	1,0	60,0	35,0	1,5	—	—	2,5
Кызылтас	1 (—?)	3,9	67,9	27,5	0,2	—	—	0,3
Кызылтау	13 (—?)	19,8	40,4	37,0	2,1	0,3	0,5	0,4
Майтас	6 (92)	4,6	53,3	38,8	0,4	0	2,9	—

Примечание: плагиоклаз I генерации отвечает олигоклазу (№ 18-27), II генерации — альбит-олигоклазу, пертитовых вростков — альбиту (№ 7-10); кроме микроклина иногда присутствуют ортоклаз и анортоклаз.

Таблица 29

Количественно-минералогический состав гранитов II фазы акчатауского комплекса

Массивы	Плагиоклаз	Альбит метасоматический	Микроклин = пертит	Микроклин пертит + альбит метасоматический	Кварц	Биотит	Мусковит
Акчатау	17,22	2,72	41,35	44,06	36,8	0,38	1,53
Шалтас	29,31	0,58	37,65	38,24	31,61	1,43	—
Восточный Коунрад	25,47	0,96	38,01	38,97	34,39	1,00	0,19

Акцессорные минералы гранитов акчатауского комплекса очень богаты по числу видов (ильменит, магнетит, флюорит, апатит, сфен, рутил, шеелит и многие другие).

По данным В. И. Серых и Г. Н. Гогель, первичной минерально-акцессорной специализации рудоносных массивов либо вообще не существует, либо она проявлена незначительно. Четкую специализацию рудоносные массивы акчатауского комплекса приобретают в постмагматический этап.

В. И. Серых указывает, что минеральный состав гранитов акчатауского комплекса во многом определяет потенциальную редкометаллическую рудоносность плутонов. В частности, в интервал содержаний плагиоклаза от 24,0 до 27,6% не попадает ни один безрудный плутон. Рудоносными обычно оказываются аляскитовые граниты, в то время как щелочные аляскиты, аляскиты и лейкократовые граниты обычно безрудны.

В петрохимическом отношении пермские граниты пересыщены кремнеземом, богаты щелочами. Петрохимические характеристики их несколько варьируют в зависимости от минерального состава, в связи с чем граниты некоторых плутонов близки к среднемировым аляскитам, щелочным и щелочноземельным гранитам. Некоторые разности лейкократовых гранитов (особенно в плутонах Шалтас, Жаманкарабас и др.) недосыщены алюминием и относятся к породам нормального ряда, большинство же гранитов обнаруживает сравнительно резкую пересыщенность глиноземом.

В породах, вмещающих пермские плутоны, интенсивно развиты процессы ороговикования, а при наличии благоприятной среды — скарнирования, с образованием волластонитовых и пироксен-везувиан-гранатовых скарнов; калишпатизации, альбитизации, грейзенизации, пиритизации, эпидотизации, хлоритизации, карбонатизации. Ореолы ороговикованных пород вокруг плутонов имеют ширину от 200 до 3000 м.

В пермских плутонах развиты площадные процессы калишпатизации, альбитизации и грейзенизации. Процессы метасоматоза наиболее широко проявлены в апикальных частях интрузивов, с глубиной их интенсивность падает.

Позднепермский (байназарский) дайковый комплекс. Дайки этого комплекса довольно широко развиты в Атасу-Моинтинском антиклинории и отмечены в плутонах Ортау, Шалтас и Жаманкарабас. Дайки группируются в рой шириной до 2—3 км и протяженностью до 60—70 км. Рои связывают в единые цепи изолированные верхнепалеозойские гранитные массивы Аиртау — Шалтас — Акчагыл, Жаман — Карабас — Акбастау. В этих роях дайки формировались в такой последовательности: 1 — гранодиорит-порфиры — диоритовые порфириты — габбро-диабазы; 2 — невадитовые гранит-порфиры — полифировые гранит-порфиры — фельзитовидные микрограниты и микрограниты и микрогранит-порфиры.

В гранит-порфирах присутствуют вкрапленники кварца, калишпата, альбит-олигоклаза (№ 10—12), содержание которых варьирует от 5 до 30—50% от объема породы, весьма характерно присутствие мусковита и флюорита в качестве второстепенных минералов. В микрогранит-порфирах вкрапленники очень малы, в фельзитовидных микрогранитах их почти нет. Структуры основной массы разнообразны и характеризуются гаммой переходов от микрогранитовых к микроаплитовым, микрографическим, микрофельзитовым, микропойкилитовым, сферолитовым.

Диоритовые порфириты состоят из плагиоклаза, темноцветных минералов, калишпата, кварца и акцессориев. Вкрапленники представлены андезит-олигоклазом (№ 24—45) и роговой обманкой. Структура основной массы гялопилитовая, пилотакситовая, микродиоритовая. Текстура пород нередко миндалекаменная.

Габбро-диабазы имеют офитовую структуру, нередко брекчиевидную текстуру, состоят из авгита, роговой обманки, андезин-лабрадора, кварца, калишпата, рудных и аксессуарных минералов. Габбро-диабазы дают переходы в диоритовые порфириды, а при интенсивном замещении пироксена роговой обманкой — в спессартиты.

В петрохимическом отношении гранит-порфиры и микрограниты сходны с аляскистыми гранитами перми. Дайки порфиритов принадлежат нормальному ряду, умеренно богаты щелочами, насыщены кремнеземом, по составу близки среднемировому спессартиту. Средние и основные по составу породы даек заражены элементами, свойственными кислым магмам.

В большинстве случаев дайки байназарского комплекса являются послерудными по отношению к высокотемпературной минерализации; они пересекают грейзены, альбититы, а также скарны с полиметаллической минерализацией аксоранского типа. Однако, во многих случаях дайковые породы рассланцованы и подвержены низкотемпературному окварцеванию, эпидотизации, карбонатизации, цеолитизации.

В пределах Токрауского синклинория дайки гранит-порфиров, гранодиорит-порфиров, диоритовых и диабазовых порфиритов байназарского комплекса известны в массивах Кызылрай, Багазы, Кызылтас, Бектауата и др. В Жаман-Сарысуйском антиклинории позднепермские дайки установлены в пределах Байназарской кольцевой структуры, где к ним принадлежат флюидалные фельзиты и лампрофиры. На участке Батыстау, по данным Л. Б. Иванова, дайки керсантитов секут редкометальные руды. Абсолютный возраст этих даек составляет 264 млн. лет. В Баканасском синклинории и Северо-Балхашском антиклинории дайки байназарского комплекса формируют прерывистые пояса северо-западного и субширотного простирания, в отдельных участках секущие верхнепермские гранитные плутоны.

Верхнепалеозойские купольные и кальдерные тектоно-магматические структуры Центрального Казахстана

Центральный Казахстан является классическим регионом массового развития вулcano-плутонических структур различного состава и возраста.

На схеме размещения верхнепалеозойских купольных и кальдерных тектоно-магматических структур Центрального Казахстана (рис. 7) выделены следующие важные группы позднеорогенных структур и связанных с ними магматических тел: 1) купола с кольцевыми дайками и без них; 2) разновозрастные (по возрасту слагающих их вулканитов) мульды-кальдеры с кольцевыми дайками и без них; 3) центральные плутоны гранитов жаксытагалинского (кикунтайского, кзылкайнарского по другим исследователям) и более позднего акчатауского комплексов; 4) линейные пояса даек нижнего карбона атасу-жамшинского комплекса и перми-предакчатауского жаксытагалинского и послеракчатауского байназарского комплексов. Перейдем к общей характеристике выделенных структур.

Форма структур в плане круглая до резко эллиптической с элементами полигональности.

Купола фиксируются по периклинальным падениям молодых вулканитов или пород фундамента. Центральные части слабэродированных куполов Токрауской и Баканасской впадин (Тарак, Каракенели,

Манет, Жаур, Канжайляу) сложены обычно кислыми вулканитами нижнего карбона каркаралинской свиты или андезитами среднего карбона калмакэмельской свиты, пронизанными синхронными с этими древними

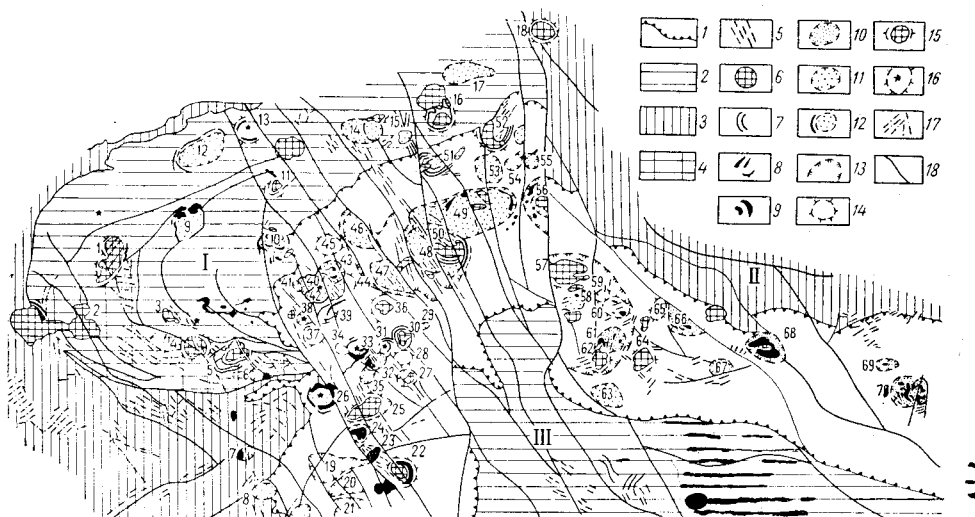


Рис. 7. Схема размещения верхнепалеозойских купольных и кальдерных тектоно-магматических структур Центрального Казахстана (составил А. В. Авдеев по материалам геологов ЦКГУ, МГРИ, МГУ)

1 — контуры области сплошного распространения верхнепалеозойских вулканитов; 2 — герциниды Джунгаро-Балхашской системы; 3 — каледонииды; 4 — выступы байкальско-каледонского фундамента в герцинидах (Атасу-Моинтинский антиклинорий); 5 — линейные рои даек жаксытагалинского и байназарского комплексов, неразделенные; 6 — пермские плутоны лейкократовых и аляскитовых гранитов акчатауского комплекса; 7 — кольцевые и конические дайки жаксытагалинского комплекса; 8 — прерывистые пермские субвулканические тела кислого состава; 9 — мощные кольцевые и центральные тела субщелочных и гранофировых гранитов жаксытагалинского комплекса; 10 — мульды — кальдеры, выполненные пермскими вулканитами; 11 — мульды — кальдеры, выполненные карбоновыми вулканитами; 12 — мульды — кальдеры, окруженные кольцевыми и коническими дайками жаксытагалинского комплекса; 13 — контуры Кзылсайской и Чубарайгырской вулканотектонических депрессий (длинные штрихи указывают направление падения пород); 14 — верхнепалеозойские купола; 15 — то же, с центральными эпизональными плутонами пермских гранитов акчатауского комплекса; 16 — мульды-кальдеры и купола с нескрытыми пермскими гранитными плутонами; 17 — линейные рои нижнекарбоновых даек атасу-жамшинского комплекса; 18 — главные разломы. Римские цифры относятся к верхнепалеозойским поднятиям: I — Моинты-Каркаралинскому, II — Чингиз-Тарбагатайскому, III — Северо-Балхашскому.

Арабскими цифрами обозначены тектоно-магматические структуры: Атасу-Моинтинский антиклинорий: 1—2 — Ортау-Южно-Кужалинское семейство структур: 1 — Ортауские, 2 — Кызылтауские (звездочка — Южно-Кужалинский нескрытый гранитный массив); 3—6 — Шалтасское семейство структур: 3 — Аиртау, 4 — Шалтас, 5 — Жаманкарабас, 6 — Кумола, Новалы-Кзылэспинский антиклинорий: 7 — Сарыоба, 8 — Жуангыбе, 9 — Жамансарыуский антиклинорий: 9 — Жаксытагалы, 10 — Байназар, 11 — Котлар; Успенский синклиний: 12 — Бугалы, 13 — Нураталды, 14 — Кангашты, 15 — Тунгатар, 16 — Каркаралинские, 17 — Беркуты; Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий: 18 — Кувский, Токрауский синклиний: 19—21 — Шенгельбайское семейство структур: 19 — Кокдомбак, 20 — Шенгельбай, 21 — Южный Кызылтас; 22—23 — Восточно-Коунрадское семейство структур: 22 — Восточный Коунрад, 23 — Мамыр; 24—26 — Бектаутинское семейство структур: 24 — Борлы, 25 — Бектаутинские, 26 — Жанет; 27 — Кызылалды; 28 — Каракенели; 29—35 — Майтасское семейство структур: 29 — Шанграктас, 30 — Майтас, 31 — Найзакара I, 32 — Найзакара II, 33 — Найзакара III, 34 — Кызыл, 35 — Ишек, 36 — Кызылтас; 37 — Тарак; 38—39 — Акчатауское семейство структур: 38 — Караши (западнее — массив Акчатау), 39 — Алтынсандык; 40—43 — Каргалинское семейство структур: 40 — Каргалы, 41 — Акбулак, 42 — Жалгызтал, 43 — Слушюки; 44 — Карагал (Михневича); 45 — Манет; 46—50 — Кызылрайское семейство структур: 46 — Жиланды, 47 — Актогай (Карагаш), 48 — Аюльозек (Кызылжал), восточнее — Аксай, 49 — Сарыолен, 50 — Кызылрай; 51 — Улькенкаракуус; 52 — Кент; 53 — Талды; 54 — Актелес; 55 — Конуртемирли; 56—62 — Чубарайгырское семейство структур: 56 — Темирши; Баканаский синклиний: 57 — Коктас, 58 — Чубарайгыр, 59 — Жаур, 60 — Огузтау, 61 — Караирек, 62 — Кызылтас; 63 — Калмакэмель; 64 — Котанэмель; 65 — Канжайляу; 66 — Сарыоба; 67 — Таскутай; 68 — Кызылтас (Кикунтай); 69 — Улькенкугульдур; 70 — Бериктас

вулканитами жерловыми и субвулканическими телами. В краевой и центральной частях некоторых куполов (Жаур, Канжайляу) размещаются центральные плутоны среднекарбоновых гранодиоритов. В Каракенелинский купол внедрены акчатауские граниты. По-видимому, некоторые купола такого типа являются реликтами древних вулканокуполов.

полов. Гораздо шире развиты сильно эродированные купола, центральные части которых заняты лакколитоподобными гранитными массивами акчатауского комплекса; по периферии нередко прослеживаются кольцевые и конические дайки жаксытагалинского комплекса. Первоначально вулканическое происхождение куполов доказывается именно по этим бортовым дайкам, которые в ряде структур (Сарытау) сложены породами жерловых фаций. В связи с сильным эрозионным срезом многих куполов вулканическое «начало» этих структур доказать невозможно, хотя попытки реконструкций иногда приводят к положительным результатам (Зейлик, 1968). Купола с центральными плутонами гранитов акчатауского комплекса обычно фиксируются интенсивными гравитационными минимумами и испытывают неотектонический гравитационный подъем, причем высота подъема куполов находится в прямой связи с интенсивностью минимумов. С пермскими гранитами куполов связаны редкометалльные рудопоявления.

Мульды-кальдеры более разнообразны по морфологии и размерам. Обычно они выполнены центриклинально падающими мощными толщами вулканитов средне-верхнекарбоневой керегетасской свиты и верхнекарбонovo-пермскими или пермскими вулканитами архарлинской (колдарской) и кызылкинской свит, среди которых значительное место принадлежит игнимбрикам кислого состава с субщелочным уклоном. Следует отметить весьма интересные и важные для палеовулканологических реконструкций факты обнаружения в центральной части некоторых мульд (Каргалы) тонкослойных туфогенно-осадочных пород озерного происхождения.

Средне-верхнекарбоневые и раннепермские мульды-кальдеры имеют обычно эллиптические очертания, но не всегда окружены кольцевыми дайками жаксытагалинского комплекса. В центре многих мульд-кальдер (Сарыоба, Шенгельбай, Акбулак, Слушоки, Аюльозек) размещаются жерловины и субвулканические тела, окруженные периферическими жерловинами, иногда имеющими форму мощных конических и кольцевых даек (Аюльозек, Слушоки). Центральные и периферические части мульд-кальдер отмечаются массивами вторичных кварцитов (Жиланды, Каргалы, Борлы), лополитами субщелочных гранодиоритов, сиенито-диоритов и граносиенитов кокдомбакского или сарыоленского комплексов (Актогай, Каргалы, Сарыолен, Кокдомбак) или субщелочных и гранофировых гранитов жаксытагалинского (кзылкайнарского) комплексов. Гранитоиды рассекают вулканиты и их жерловые и субвулканические аналоги.

Позднепермские мульды-кальдеры, а к этой категории, видимо, относятся и большинство мульд-кальдер, выполненных ныне только керегетасскими вулканитами, но окруженных коническими и кольцевыми дайками жаксытагалинского комплекса, характеризуются меньшими размерами и более изометричными очертаниями. Обильные жерловины и субвулканические тела в них также концентрируются как в центре, иногда буквально забивая всю внутреннюю часть кальдер (Слушоки, Тунгатар, Жаксытагалы и особенно Караирек), так и по периферии структур Жаманкарабас, Байназар, Улькенкаракуус (рис. 8).

При более значительном эрозионном срезе мульд-кальдер, окруженных дайками жаксытагалинского комплекса, по периферии, реже в центре структур, обнаруживаются выходы крупных лополитов или отдельные купольные выступы пермских гранитов акчатауского комплекса. Во многих слабо эродированных мульдах-кальдерах граниты акчатауского комплекса находятся в слепом залегании (Жанет, Найзакара, Карашин, Каргалы). Верхние части слабо эродированных кальдер изобилуют мелкими медно-полиметаллическими, золото-серебряными и сурь-

мяно-ртутными проявлениями, а с апикальными выступами пермских гранитов связаны редкометалльные проявления.

Анализ схемы размещения верхнепалеозойских купольных и кальдерных структур (см. рис. 7) приводит к выводу, что они размещаются в краевой части герцинской Джунгаро-Балхашской геосинклинали между каледонидами и Джунгаро-Балхашским центральным поднятием

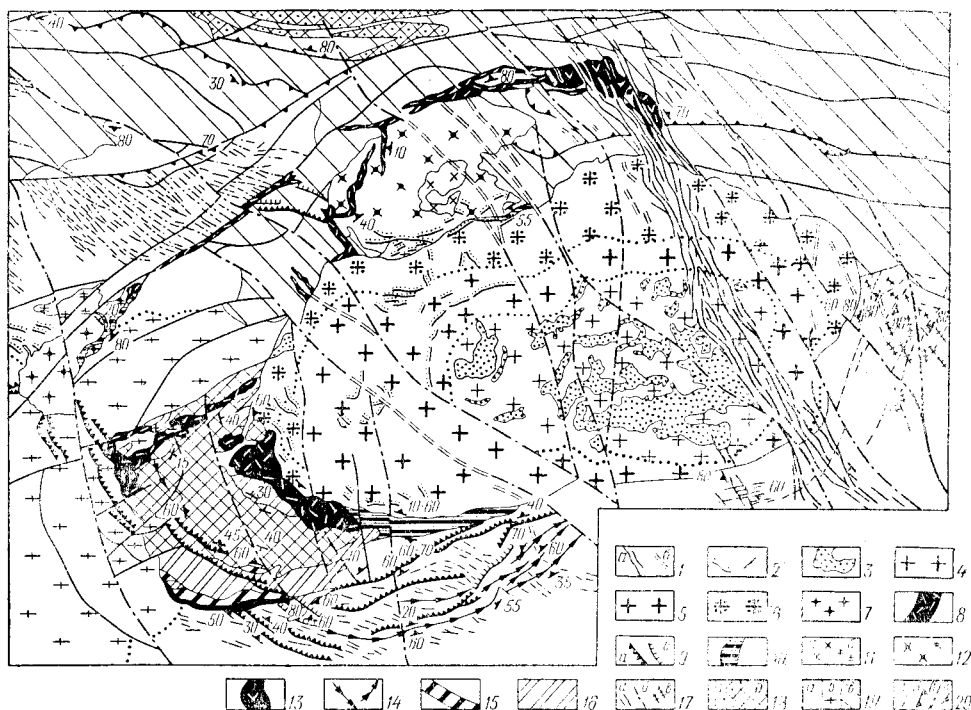


Рис. 8. Геологическая карта Жаманкарабасской структуры (составил А. В. Авдеев)

1 — байназарский комплекс: линейные дайки: а — кислого, б — среднего и основного состава; 2—6 — акчатауский комплекс, массив Жаманкарабас: 2 — жилы аплитов и мелкозернистых гранитов, 3 — преимущественно мелкозернистые аляскиновые граниты второй дополнительной фазы, 4 — преимущественно мелкозернистые граниты первой дополнительной фазы, 5 — преимущественно крупнозернистые лейкократовые граниты главной фазы, 6 — гибридные элиоконтактовые разновидности гранитов главной фазы; 7—10 — жаксынтагалинский комплекс: 7 — преимущественно мелкозернистые лейкократовые граниты, 8 — кольцевые и радиальные дайки субвулканических гранит-порфиров, 9 — конические и радиальные дайки: а — гранодиорит и гранит-порфиров, б — фельзиты; 10 — конические, кольцевые и радиальные тела, штоки жерловых брекчий, игнибригов и фельзитов; 11а — преимущественно мелкозернистые лейкократовые граниты дополнительной интрузивной фазы, 11б — верхнекарбонный комплекс преимущественно среднезернистых лейкократовых гранитов; 12 — средний карбон, Аксоранский массив: 13—16 — средний карбон, калмакэмельская свита и ее жерловые и субвулканические аналоги: 13 — полукольцевые дайки габбро, 14 — конические дайки диоритовых порфиров, 15 — конические экструзивные валы андезитов, 16 — андезитовые лавы калмакэмельской свиты; 17—18 — нижний карбон, каркаралинская свита и ее субвулканические аналоги: 17 — линейные рои даек: а — основного, б — кислого и в — среднего состава; 18а — дацито-липаритовые туфы, 18б — андезитовые лавы каркаралинской свиты; 19 — породы фундамента Жаманкарабасской структуры: 19а — преимущественно гранодиориты верхнего ордовика, 19б — граниты и сиениты верхнего рифея, 19в — породы среднего палеозоя; 20а — разломы, 20б — саурские взбросо-надвиги, 20в — позднепалеозойские сбросо-сдвиги, 20г — элементы залегания магматических тел и разрывов

герцинид. На сегодня насчитывается свыше 70 структур, частью — двойных (Каркарала, Ортау, Кызылтау, Бектаута). Более половины всех структур сосредоточено в Токрауской впадине, пятая часть — в Баканасской впадине. Около двух десятков структур располагается в пределах Моинты-Каркаралинского поднятия, где они тяготеют к узлам пересечения саурских разрывов, фиксируемых в каледонском фундаменте роями даек пестрого состава атасу-жамшинского комплекса нижнего карбона* с разрывами северо-западного простирания, залечен-

ными линейными поясами даек пермского жаксытагалинского и байназарского комплексов.

Структуры западной части Баканасской впадины группируются в кольцевой вал с поперечником 60×90 км, развитый по обрамлению Чубарайгырской вулcano-тектонической депрессии. Этот вал подчеркивается поздними дугообразными и радиальными роями даек байназарского комплекса. В северной части Токрауской впадины устанавливается серия куэст из игнимбритов керегетасской свиты среднего—верхнего карбона, обладающих пологим периклинальным падением. Поперечник этой гигантской реликтовой купольной структуры, которую можно назвать Токрауской, составляет около 100—140 км. Она фиксируется Актогайским или Токрауским гравитационным минимумом. К центральной части этой куполовидной структуры приурочена крупная Кызылрайская вулcano-тектоническая депрессия с кальдерами Жиланды, Актогай, Аюльюзек и более поздними кальдерами Сарыюлен и Кызылрай. Элементы дугообразной ориентировки свойственны Майтасскому семейству кальдер и Бектауатинскому семейству куполов. Элементы полукольцевой ориентировки, резко дискордантной по отношению к структурам каледонид и герцинид, свойственны также Ортауско-Южнокужалинскому семейству куполов с диаметром полукольца около 70 км. Во всех перечисленных случаях увязка структур в дугообразные семейства подтверждается ориентировкой свойственных этим образованиям гравитационных минимумов. Дуговая и кольцевая ориентировка структур сочетается с элементами линейной, проявлением которой можно считать приуроченность куполов юго-западной части Токрауской впадины, к линейным горстам, а кальдер — к грабенам, переходы кольцевых даек жаксытагалинского комплекса в линейные рои, насыщающие вместе с линейными дайками байназарского комплекса осевые части горстов и грабенов.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МАГМАТИЗМА

К древнейшим магматическим образованиям относятся глубоко метаморфизованные вулканы основного состава бектурганской и зерендинской серий, условно архейско-раннепротерозойского возраста, а также гиперстеновые гранулиты и оливиниты Кокчетавского массива. Интрузивная природа последних остается спорной. Более молодые докембрийские магматические породы распространены гораздо шире и изучены лучше. Судя по геологическим данным и цифрам абсолютного возраста, они принадлежат по крайней мере двум тектоно-магматическим эпохам, разделенным возрастным рубежом 1000—1100 млн. лет, которому отвечают метаморфизм и гранитизация раннедокембрийских образований. Магматические породы ранней из отмеченных эпох, по времени возможно отвечающей готской и дальсландской, известны в Улутауском и Кокчетавском массивах, а также в отдельных блоках Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Среди них выделяются как раннегеосинклинальные формации из группы спилито-кератофировых, так и вулканогенно-молассовые, отвечающие геосинклинальному или орогенному этапу развития раннедокембрийских геосинклиналей. К первым принадлежат две формации: сланцево-базальто-дацитовая (аралбайская серия Улутау, ефимовская серия Кокчетавского массива) и

* Ранее дайки атасу-жамшинского комплекса, характеризующиеся региональным развитием, но сконцентрированные в жестких блоках девонских гранитных массивов, выделялись О. С. Полквой в дайки II этапа этих массивов.

спилитовая (карсакпайская и муржикская серии, иманбурлукская свита), обладающие типичными чертами химизма спилито-кератофировых серий (преобладание натрия) и сопровождающиеся кремнисто-железистыми отложениями. Вулканогенно-молассовые образования рассматриваемой раннедокембрийской тектоно-магматической эпохи представлены липаритовой формацией (жуйдинская и майлюбинская серии Улутау, кууспекская и шарыкская свиты Кокчетавского массива). Она формировалась при воздымании раннедокембрийских складчатых сооружений в наземных или мелководных условиях. Наряду с липаритовым вулканизмом в позднюю стадию жизни раннедокембрийских геосинклиналей проявился и гранитоидный интрузивный магматизм, сопровождавшийся метаморфизмом и гранитизацией.

В начале позднедокембрийской — байкальской эпохи (верхний рифей — венд), очевидно, возникли новые системы геосинклинальных прогибов. С заложением их возможно связано становление гипербазитовой формации. В течение почти всего верхнего рифея эти прогибы были ареной подводного базальтового вулканизма. Продукты излияния недифференцированной или слабо дифференцированной базальтовой магмы вместе с осадочными отложениями составили кремнисто-спилитовую или спилитовую формацию. В конце верхнего рифея прогибы испытывают складчатость, а на разделявших их геоантиклинальных блоках вспыхивает наземный базальтовый и липаритовый вулканизм, сопровождавшийся или завершившийся формированием гранитовой формации.

Байкальские вулканиты образуют три группы комплексов (табл. 30). Первая включает комплексы базальтового и андезито-базальтового состава с подчиненной ролью андезитовых и преимущественно субвулканических более кислых пород (ерементавская серия, ордабайская свита и их возрастные аналоги), а также базальто-липаритовые комплексы, в которых кислые эффузивы по объему немногим уступают основным (никольско-бурлукский, шатский комплексы); те и другие принадлежат ряду спилито-кератофировых формаций ранней стадии развития геосинклиналей. Вторая группа объединяет базальто-андезитовый, базальто-липаритовый и липаритовый комплексы, обладающие характерными чертами вулканогенно-молассовых формаций; они, в отличие от комплексов предыдущей группы, формировались, вероятно, на геоантиклиналях. Взаимоотношения между комплексами первых двух групп неизвестны. Они пространственно разобщены: спилито-кератофировые комплексы образовались в геосинклинальных прогибах, а базальто-липаритовые и липаритовые (коксуйская, белеутинская, и котыртас-айкарлинская серии) на геоантиклинальных блоках. Ю. А. Зайцев, В. Г. Королев и Л. И. Филатова, Р. М. Антонюк и А. А. Недовизин считают их (естественно условно) синхронными или почти синхронными (в последних корреляционных схемах). Если бы это было так, то в зеленокаменных толщах верхнего рифея должны были бы остаться следы наземного липаритового вулканизма, при котором в атмосферу выбрасывались огромные массы кислого пирокластического материала. Однако их нет и это говорит скорее в пользу более высокого стратиграфического положения липаритовых и базальто-липаритовых комплексов относительно спилито-диабазовых. Комплексы третьей группы (талпакский баварбайский и акбулакский), представленные кремнисто-песчано-конгломератовыми, часто пестроцветными толщами, кое-где с основными эффузивами имеют облик молассовых образований. При существующем уровне изученности они с одинаковым успехом могут считаться и синхронными с липаритовыми и липарито-базальтовыми комплексами второй группы и более молодыми, как это имеет место в Майлюбинском

Байкальские магматические комплексы

Время	Карсакпайский синклиорий	Антиклинории								Чингиз-Тарбагатайский мегаантиклинорий
		Майтубинский	Кокчетавский	Шатский	Ешкеольмесский	Ерементау-Ниязский	Майкаин-Кызылтасский	Атасу-Тектурмасский	Атасу-Моинтинский	
Венд (позднегеосинклинальные — орогенные комплексы)	Белеутинский базальто-андезитовый	Акбулакский базальтовый	Чалышский базальтовый		Чалышский базальтовый		Толпакский базальтовый	Баварбайский базальтовый	Сиенитовый (шумекский)	
		Сиенитовый (карсакпайский)							Гранитовый (узунжальский)	
		Гранитовый (актасский)						Габбровый	Котыртас-айкарлинский липаритовый	
		Коксуйский базальто-липаритовый								
Верхний рифей (собственно геосинклинальные комплексы)			Никольско-Бурлукский липарито-диабазовый	Шатский липарито-диабазовый	Спилито-диабазовый	Ордабайский спилито-диабазовый		Сарытауский спилитовый		Спилито-диабазовый
					Ерементауский диабазовый			Каратасский диабазовый		Диабазовый

антиклинории (акбулакская серия). Таким образом, в Центральном Казахстане интервалу позднедокембрийского времени, который по предварительным данным оценивается цифрами 1100—600 млн. лет, отвечает такой естественный ряд осадочно-вулканогенных комплексов общей мощностью до 6—9 км: собственно геосинклинальные спилито-диабазовые и липарито-диабазовые, вулканогенно-молассовые-липаритовые, липарито-базальтовые и базальтовые.

Раннегеосинклинальные спилито-диабазовые формации характерны для геосинклинальных прогибов, а липарито-диабазовые развиты на геоантиклинальных блоках и внутригеосинклинальных поднятиях. В липарито-диабазовых формациях отсутствуют переходные разности пород, связывающие спилитовые и кислые серии их. Вероятно, те и другие формировались в несколько разной тектонической обстановке; кислые серии, по-видимому, отвечали времени восходящих движений в геосинклинальных системах рифея. Позднегеосинклинальные формации и по условиям формирования и по вещественному составу практически не отличаются от палеозойских орогенных вулканитов. Для липаритовой формации характерны игнимбриты; в порфирах калий значительно преобладает над натрием, по большей части они пересыщены глиноземом.

Относительно раннегеосинклинальной интрузивной деятельности байкальской эпохи данные весьма противоречивы. Одни исследователи выделяют рифейские ультраосновные интрузии, другие считают все или большую часть гипербазитов Центрального Казахстана палеозойскими, разновозрастными в разных змеевиковых поясах. Основанием для такого утверждения является в сущности лишь пространственная связь гипербазитов с кремнисто-спилитовыми толщами, в зависимости от возраста которых определяется и возраст ультраосновных интрузий. Все указания на «активные» контакты последних с вмещающими толщами относятся к контактам с ними серпентинитов, но не материнских пород, за счет которых возникли серпентиниты, и поэтому не могут служить решающим аргументом при определении возраста гипербазитов. Нет также данных о генетической связи альпинотипных гипербазитов со спилито-кератофировыми формациями. В Казахстане, как и всюду, с вулканогенными формациями спилито-кератофировой группы генетически связаны перидотито-габбровые и габбро-плагногранитовые комплексы — производные основной, но не ультраосновной магмы. Комагматичность в этих ассоциациях эффузивных и интрузивных серий доказана и ни у кого не вызывает сомнения. Таким образом, вопрос о возрасте альпинотипных ультраосновных интрузий Центрального Казахстана остается открытым. Если принять это предположение и учесть, что и в каледонидах и в герцинидах Центрального Казахстана обломки серпентинитов встречаются в кембрийских (Шидерты-Экибастузский змеевиковый пояс) или даже в вендских толщах (Северное Прибалхашье), то следует допускать здесь предбайкальский возраст всех альпинотипных интрузий. Более определенные данные получены в последнее время относительно байкальских основных интрузий. Р. М. Антонюк и А. А. Недовизин установили в Атасу-Тектурмасском антиклинории налегание баварбайской свиты условно вендского возраста на габбро, которое прорывает рифейские спилито-диабазовые толщи. Здесь, как и во многих других районах Центрального Казахстана, габбро включаются в гипербазитовую формацию. По-видимому, многие габбровые интрузии змеевиковых поясов принадлежат самостоятельному раннегеосинклинальному габбровому комплексу.

Довольно широко проявился байкальский позднегеосинклинальный гранитоидный магматизм, развитый исключительно в геоантиклинальных блоках. В Майтубинском и Атасу-Моинтинском антиклинориях

выделяются биотитовые и двуслюдяные граниты, пространственно связанные с позднедокембрийскими кислыми вулканитами. Граниты и порфиры, составляющие единые вулканоплутонические ассоциации, обладают сходными петро-геохимическими чертами, наиболее характерные из которых — повышенные содержания редких металлов. В значительной степени условно с байкальской эпохой связываются интрузии нормальных, щелочных, в том числе нефелиновых сиенитов (Карсакапайский массив в Улутау, Шумекский — в Атасу-Моинтинском антиклинории). Геологический возраст их определяется в широких пределах, а цифры абсолютного возраста циркона из карсакапайских сиенитов дают значительный разброс (625—990 млн. лет).

Салаирский тектоно-магматический цикл, охватывающий кембрийское и нижнеордовикское время длительностью около 100 млн. лет, характеризуется интенсивным вулканизмом. Кембрийские и нижнеордовикские вулканы известны в Ишкеольменском антиклинории, Конском и Селетинском синклинориях, Ерементау-Ниязском и Бошекульском антиклинориях, а также в большинстве структур Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и Северо-Балхашском антиклинории. Начало салаирского времени ознаменовалось погружением обширной территории; вовлекаются значительные площади бывших докембрийских геоантиклинальных блоков. Из них лишь только Улутау-Кокчетавский и Джунгаро-Балхашский остаются сравнительно устойчивыми и играют роль срединных массивов в каледонских геосинклинальных системах.

В магматической деятельности салаирской эпохи выделяется четыре этапа: раннекембрийский или позднерифейско-раннекембрийский, ранне-среднекембрийский, среднекембрийский и позднекембрийско-тремадокский. В северной части Центрально-Чингизской зоны и отдельных прогибов Бошекульской вулканизм был почти непрерывным на протяжении всей салаирской эпохи; в Ерементау-Ниязской и Северо-Балхашской зонах вулканическая деятельность проявилась только в начальные два этапа, во всех остальных зонах отмечаются эффузивы начальных двух и заключительного этапов, а среднекембрийская эпоха была временем вулканического покоя. Начался салаирский эффузивный магматизм в различных структурах неодновременно: в большинстве их, вероятно, со второй половины алданского века, кое-где с началом палеозоя, а в Северо-Балхашской зоне, возможно, еще в венде или даже верхнем рифее; унаследованные же геоантиклинальные поднятия (как, например, Аксуйское) стали вулканически активными только в самом конце салаирской магматической эпохи.

В позднекембрийском (?), раннем и первой половине среднего кембрия последовательно образуются четыре магматические формации: спилито-диабазовая, базальтовая и комагматичные ей дунит-пироксенит-габбровая и андезит-базальтовая или трахидацит-андезит-базальтовая. Затем в одних салаирских прогибах вулканизм прекращается, наступает складчатость и внедряются габбро, плагиограниты, граносиениты, составляющие габбро-плагиогранитовую формацию, комагматичную трахидацит-андезит-базальтовой; вероятно, к этому же времени относится внедрение перидотит-пироксенит-норитовой формации платформенного типа в Кокчетавском геоантиклинальном блоке. В других прогибах подводный вулканизм продолжается, по-видимому, без существенного перерыва до конца среднего кембрия и образуется андезитовая или базальт-андезитовая формация. В конце среднего или начале верхнего кембрия салаирские геосинклинали замыкаются и переживают еще одну фазу складкообразования, а затем, после некоторого перерыва, начинается местами наземный, местами подводный (в эпи-

континентальных бассейнах) вулканизм с образованием андезитовой или андезит-базальтовой, уже типичной молассовой формации, отвечающей геоантиклинальному или орогенному этапу салаирской эпохи. Этот орогенный магматизм в нижнем ордовике заканчивается внедрением не очень больших плутонов гранодиоритовой формации. К этому же времени возможно относится становление щелочно-гипербазитовой формации в Кокчетавском геоантиклинальном блоке.

Рифейские и ниже-среднекембрийские раннегеосинклинальные вулканы, накапливались во время преобладания погружений в салаирских геосинклиналях, в условиях значительной расчлененности дна геосинклинального бассейна. Среднекембрийские вулканогенные формации отвечают инверсионной стадии жизни салаирских геосинклиналей и относятся к группе «островных» формаций. Орогенный вулканизм не был повсеместным и начался в различных тектонических зонах в разное время: в Аркалыкской и может быть в Тарбагатайской с первой трети, в большинстве других зон со второй трети верхнего кембрия и уже к концу кембрия затух; в Аксуйской и Бошекульской зонах вулканизм проявился только в трамадокское время. Соответственно этому верхнекембрийско-нижнеордовикские осадочно-вулканогенные комплексы, весьма изменчивые по суммарной мощности и объему вулканитов, имеют разное строение. В одних вулканогенные образования слагают нижние части комплексов, а верхние представлены осадочными породами, в других — наоборот,

Верхнерифейская спилито-диабазовая формация по строению и химизму подобна такой же байкальской. Нижнекембрийские вулканы, как и байкальские, являются производными слабо дифференцированной базальтовой магмы, но не обнаруживают значительного преобладания натрия над калием. В ниже-среднекембрийских формациях состав вулканитов закономерно изменяется от базальтов до липаритов; по сравнению с байкальскими раннегеосинклинальными эффузивами они более богаты калием, а соотношения калия и натрия весьма изменчивы ($n=44-80$). Габбро-плагиогранитовая формация по составу значительно варьирует в разных тектонических зонах; в одних преобладают габбро, в других — плагиограниты, в третьих — место плагиогранитов занимают граносиениты и сиениты.

Салаирская тектоно-магматическая эпоха богата в металлогеническом отношении. С дунит-перидотит-габбровой и габбро-плагиогранитовой формациями связаны рудопроявления платины, молибденово-медные и золото-полиметаллические месторождения, а с позднегеосинклинальными магматическими образованиями — золотые.

Магматизм каледонского цикла (ордовик—фран) в целом развивался по той же «схеме», что и салаирский; но есть и существенные отличия, заключающиеся прежде всего в значительно большей длительности, интенсивности и формационном разнообразии орогенного магматизма. При этом особенно характерен мощный гранитоидный интрузивный магматизм. Становление главной массы гранитоидных интрузий во времени совпадает с послеинверсионным воздыманием молодых складчатых зон. Позднеорогенный вулканизм был интенсивен в зоне, смежной с краевым вулканическим поясом. На остальной территории каледонид он по интенсивности значительно уступает раннеорогенному и резко различен на поднятиях и в межгорных прогибах. В первом случае он исключительно кислый (липаритовая, гранитовая и лейкогранитовая формации), во втором — базальтовый. Джунгаро-Балхашская область в каледонскую эпоху была, по-видимому, целиком амагматична.

Вулканизм каледонской эпохи начался в одних зонах в позднеареннигское или раннелланвирское время, в других — в лландельское; окончание же его на большей части площади каледонид приходится на середину девона, а в пограничной с герцинидами зоне вулканическая деятельность продолжалась в живет-франское время. Наиболее интенсивным вулканизмом отличалась Чингиз-Тарбагатайская геосинклинальная система, при этом к западу и востоку от Центрально-Казахстанского разлома он протекал различно. В Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системе столь же напряженным был вулканизм лишь в осевой Степняк-Жаксыконской зоне, в других же он проявился спорадически и главным образом в конце рассматриваемой тектоно-магматической эпохи. Начальный магматический этап охватывает ранний, средний и часть позднего ордовика; он совпадает с временем энергичного погружения геосинклинальных зон и характеризуется преимущественно подводными андезито-базальтовыми извержениями. В восточной части Чингиз-Тарбагатайской системы начальный каледонский вулканизм, в отличие от других зон каледонид, был менее длительным и сравнительно слабым. Интрузивные проявления начального этапа неизвестны. Возможно, к ним принадлежат тоналитовые породы, включаемые ныне в крыккудукский комплекс. Следующий магматический этап, приходящийся в Кокчетав-Северо-Тяньшаньской системе на поздний ордовик, а в Чингиз-Тарбагатайской — на поздний ордовик и силур, отвечает времени замыкания геосинклиналей, когда были образованы в одних зонах андезитовые, в других — андезито-базальтовые, в третьих — базальтовые вулканогенно-молассовые комплексы и внедрились огромные массы гранодиоритовой магмы. Раннеорогенные интрузии (крыккудукский, четский комплексы и их возрастные аналоги) принадлежат гранодиоритовой, либо гранодиорит-гранитовой формациям. Они представлены крупными (площадью до нескольких тысяч квадратных километров) телами батолитового типа, чаще всего линейными, и только в таких геосинклинальных блоках, как Кокчетавская глыба, — изометричными в плане. Для них характерны многофазность и широко проявленные процессы ассимиляции. Гранодиоритовая формация присуща складчатым зонам, возникшим на месте эвгеосинклиналей и эвгеоантиклиналей, гранодиорит-гранитовая — унаследованным от предшествующих тектонических эпох геоантиклинальным блокам. С гранодиоритовой формацией связаны скарново-железородные, золотые месторождения и медные рудопоявления. Для заключительного этапа, охватывающего ранне-среднедевонское и начало позднедевонского времени, характерна наземная вулканическая деятельность в условиях неравномерного поднятия молодых складчатых зон; на поднятиях извергались продукты андезито-липаритовой магмы, на границе же поднятий и депрессий — андезито-базальтовой или базальтовой. Девонский орогенный вулканизм был интенсивным лишь в полосе, примыкавшей к краевому вулканическому поясу, которая была расчленена на ряд поднятий и впадин. На всей остальной, приподнятой площади каледонид действовали главным образом редкие одиночные вулканы, извергавшие липаритовые лавы и пирокласты. Среди позднеорогенных интрузий выделяется две группы гранитных комплексов. Комплексы среднедевонской группы включают небольшие тела биотитовых, часто лейкократовых гранитов, имеющих, в отличие от раннеорогенных интрузий, цилиндрическую форму. Нередко граниты отклоняются по составу в щелочную область, вплоть до появления щелочных разностей. Верхнедевонские плутоны по объему еще меньше, чем среднедевонские и сложены главным образом лейкократовыми и аляскитовыми гранитами. Позднеорогенные интрузии несут признаки редкометальной минерализации.

По особенностям вещественного состава каледонские раннегеосинклинальные вулканогенные формации отличаются от салаирских. Они более кислые и более богаты щелочами. Во всех зонах каледонские вулканические серии являются более дифференцированными, чем салаирские, и доля кислых продуктов дифференциации в них больше. В целом последовательность извержений в каледонских раннегеосинклинальных комплексах является гомодромной, но часто, особенно в конце формирования комплексов, она нарушается. Такие отклонения от гомодромного порядка дифференциации характерны чаще для внутригеосинклинальных поднятий. Орогенные вулканогенные комплексы и по химизму и по особенностям формирования и строения практически ничем не отличаются от одноименных салаирских комплексов; в этом отношении они близки и к более молодым герцинским комплексам.

Позднеордовикско-девонские магматические образования зоны девонского краевого вулканического пояса могут рассматриваться в качестве продуктов самостоятельного цикла. Он может считаться позднекаледонским или герцинским. В этой зоне преобладал наземный орогенный вулканизм. Раннегеосинклинальные комплексы здесь, имеющие в одних частях пояса средне(?)-позднеордовикский, в других силурийский возраст, являются главным образом вулканогенно-осадочными. Только в восточном секторе пояса (Предчингизье) развит мощный андезит-базальтовый комплекс, по составу и строению подобный ранне-среднеордовикским комплексам других частей каледонид. В этом секторе раннегеосинклинальная вулканическая деятельность завершилась внедрением диорит-плагиогранитовой магмы (космурунский комплекс) и образованием медно-колчеданных и золото-полиметаллических месторождений. В других секторах пояса начальный вулканизм был слабым и, по-видимому, исключительно приразломным, как это имеет место в Северо-Западном Прибалхашье, где силурийские эффузивы по латерали на коротких расстояниях замещаются осадочными толщами. В одних блоках вулканического пояса девонский наземный вулканизм начался с извержения продуктов андезито-липаритовой магмы, в других — липаритовой. Нижнедевонская и ниже-среднедевонская андезито-липаритовая формация по латерали замещается липаритовой. С начала среднего девона во внешней зоне северо-западного сектора и во внутренней зоне западного сектора начался базальтовый вулканизм. Одновременная деятельность вулканов, извергавших продукты магм разного состава, привела к накоплению сложных вулканогенных комплексов, из которых наиболее характерны по составу базальто-липаритовые, последние не содержат переходных между базальтовыми и липаритовыми разностей пород. В живет-франское время в зоне краевого пояса вулканизм был липаритовым, за исключением пограничных частей северо-западного и западного секторов, где и в это время продолжался базальтовый вулканизм.

В девонских андезитовых комплексах краевого пояса преобладают эффузивы андезитового состава, на долю липарито-дацитов вулкаников приходится не более трети объема изверженного материала. Среди тех и других доминируют лавы. Эффузивы этих комплексов образуют непрерывный нормальный известково-щелочной ряд от андезито-базальтов до дацитов; содержание щелочей несколько больше, а полевошпатовой извести меньше нормы. Для липаритовых комплексов характерно резкое преобладание пирокластического материала над лавами, широкое развитие игнимбитов и субвулканических интрузий. По петрохимическим особенностям липаритовые и липарито-дацитовые порфиры близки соответствующим типовым породам; порфиры северо-западного сектора и Приатасуйской впадины отличаются значительным

преобладанием калия над натрием. Такими же чертами химизма характеризуются и кислые эффузивы из контрастных липарито-базальтовых комплексов. Состав основных эффузивов колеблется в пределах базальта — андезито-базальта, для них характерна высокая железистость.

В краевом вулканическом поясе в отличие от других частей каледонид широко распространены девонские гранитоиды, расчленяющиеся здесь на две возрастные группы. Среднедевонские комплексы принадлежат гранодиорит-гранитовой, реже гранодиоритовой и гранитовой формациям, которые по петрогеохимическим особенностям близки к нижне-среднедевонским андезито-липаритовым вулканитам и образуют с ними комагматические ассоциации. Точно также и верхнедевонские лейкократовые граниты и аляскиты связаны кровным родством с липаритовыми комплексами. Составы порфиров и верхнедевонских гранитов почти идентичны; среди последних в западном и восточном секторах пояса встречаются и щелочные разности.

С девонским магматизмом краевого вулканического пояса связано образование месторождений высокоглиноземистого сырья, рудопроявления меди и золота.

Герцинский тектоно-магматический цикл (верхний ордовик — триас) по последовательности образования магматических комплексов сходен с каледонским. Но здесь раннегеосинклинальный магматизм проявлен очень слабо, зато орогенный магматизм был в два раза более длительным, а по огромному объему изверженных в это время масс герциниды не идут ни в какое сравнение с каледонидами. Раннегеосинклинальные вулканогенные образования известны только в Северо-Балхашском антиклинории, где принадлежат морской липарито-дацитовой формации (позднеордовикский жаманшурукский комплекс). В составе ее существенную роль играют грубые терригенные осадки, а среди вулканитов преобладают туфы, что указывает на формирование ее в условиях островной геоантиклинали. Можно предполагать, что под среднепалеозойскими терригенными толщами и верхнепалеозойскими вулканитами Токрауской и Баканасской впадин погребена синхронная липарито-дацитовой вулканической формация более основного состава, подобная той, которая развита на восточном (Предчингизье) и северном (Прикарагандинский район) крыльях Джунгаро-Балхашского мегасинклинория. Часть геологов считает кремнисто-диабазовые толщи Жаман-Сарысуевского и Северо-Балхашского антиклинория ордовикскими, даже средне-верхнеордовикскими и, таким образом, утверждает интенсивный начальный вулканизм в герцинидах Прибалхашья.

Наиболее ранние, девонские орогенные магматические образования известны в Северо-Западной периферической зоне Джунгаро-Балхашской системы — в Жаман-Сарысуевском антиклинории, Атасу-Успенском и Акжал-Ажоранском синклинориях. Герцинские геосинклинальные прогибы здесь замкнулись уже к концу эйфельского века, после чего начался наземный вулканизм, более интенсивный в синклинориях. В течение живетского и франского времени здесь образовалось два вулканогенных комплекса: нижний — андезитовый и верхний — липаритовый (франский). И тот и другой по составу, строению и условиям формирования практически не отличаются от андезитовых и липаритовых комплексов краевого вулканического пояса и принадлежат одним и тем же формационным типам. В последнее время девонские наземные эффузивы обнаружены и в Токрауской впадине, так что возможно вся Токрауская зона также была ареной девонского орогенного вулканизма и представляет, таким образом, область раннегерцинской стабилизации. В широтной ветви Атасу-Успенского синклинория и в Атасу-

Моинтинском антиклинории известны и девонские гранитоиды. Они представлены здесь среднедевонской гранодиоритовой и верхнедевонской лейкогранитовой формациями, опять же сходными с одновозрастными гранитоидными формациями девонского краевого вулканического пояса. Не исключено, что девонские гранитоиды в герцинидах развиты более широко, и сейчас включаются в состав нижекаменноугольных или верхнепалеозойских комплексов.

Позднегерцинский орогенный магматизм был сосредоточен главным образом во внутренней части Джунгаро-Балхашской системы, хотя верхнепалеозойские вулканы и интрузии выходят местами не только в ранние герциниды, но и в каледонскую раму.

Общая картина позднегерцинского орогенного магматизма представляется такой. Раннеорогенный магматический этап охватывает фаменский, турнейский и начало визейского века. Вулканизм * этого времени был приурочен к узким приразломным зонам по периферии Северо-Балхашского блока, которые позднее разграничивали этот блок и Токраускую и Баканасскую впадины. Подобные же вулканические зоны, вероятно, существовали по северной периферии будущей Токрауской впадины (Каркаралинская зона) и вдоль восточной границы Баканасской. Вулканы этого времени имеют плагиолипаритовый состав и формировались в условиях островного моря; в Каркаралинской зоне в подводных же условиях изливались небольшие порции базальтовой магмы. К концу турнейского века вулканизм затухает, а в среднем визе после саурской складчатости происходит внедрение тоналит-гранодиоритовой магмы (балхашский комплекс). После саурской складчатости территория современных Токрауской и Баканасской впадин стала ареной мощного наземного субсеквентного вулканизма. Первый этап позднеорогенного магматизма приходится на визейский и намюрский века (каркаралинский комплекс). В это время происходит извержение вулканических продуктов с весьма широким диапазоном петрохимического состава от андезито-базальтового до липаритового. В целом устанавливается преобладание андезито-базальтовых извержений в начале и кислых, преимущественно липаритовых — в конце этапа. Однако отмечается перемежаемость и контрастных по составу вулканитов. Базальтовый вулканизм был приурочен к приразломным зонам, в общем плане ограничивающим Токрау-Баканасскую вулканическую область.

Вблизи предполагаемых центров извержений мощность вулканитов достигает 500—1000 м. Судя по высокому эксплозивному индексу, наличию игнимбритов, присутствию в туфах крупных обломков пород фундамента, извержения в этот период были вулканического, пелеевского, даже катмайского типов. Местами отмечаются довольно мощные шлейфы лахаровых брекчий (горы Караирек, Кент и др.).

Заложенные еще в фаменское время шовные вулканические зоны (Калмакэмельский и Котырассанский шовные прогибы) в противоположность остальной части области активного вулканизма, на протяжении всего визе-намюрского времени представляли собой зоны устойчивых прогибаний исключительно с базальтовым магматизмом. Начало среднего карбона знаменуется значительными тектоническими движениями, сопровождавшимися пликативной деформацией и интрузиями гранодиоритовой магмы (топарский комплекс). Следующий магматический этап — средний и поздний карбон, а также ранняя пермь (калмакэмель-архарлинский комплекс). Для первой трети его характерно преобладание андезитового и андезито-дацитового вулканизма, для

* Характеристика позднепалеозойского вулканизма дана Ю. И. Лялиным.

второй и третьей — липаритового. Исключение составляют приразломные зоны, унаследованные от предыдущего этапа, в которых по-прежнему происходили мощные извержения андезито-базальтов. В южной части Токрауской зоны излияния андезитов и андезито-дацитов образовали лавовые плато. В северной части зоны наибольшие мощности порфиритов калмакэмельской свиты устанавливаются вдоль разломов северо-восточного направления — Тектурмасского и Уралбайского. С первым из этих разломов связаны вулканы Карабасан, Коныржал, со вторым — Алмалы, Толеубай и др.

Во второй трети среднекарбово-нижнепермского этапа андезитовый вулканизм сменяется липаритовым и трахилипаритовым, развитым на значительно более широкой площади. Вулканические центры, по-видимому, представляли крупные стратовулканы. Судя по тому, что одной из главных структурных форм вулканических образований среднего карбона — нижней перми — являются вулcano-тектонические структуры проседания и обрушения, вулканические центры представляли собой вулканы типа Сомма — Везувий с хорошо выраженными кальдерами. Широкое развитие среди продуктов извержений пирокластических образований, в том числе игнимбритов, свидетельствует о высоком коэффициенте эксплозивности.

В последней трети рассматриваемого этапа происходит смещение области активного вулканизма к востоку. Для вулканических извержений этого времени характерен эксплозивный тип, сопровождающийся образованием лахаровых потоков, переходящих по удалении в молассовые толщи конгломератов и песчаников. Состав магматических продуктов преимущественно липаритовый. С концом среднекарбово-нижнепермского вулканического этапа предположительно связывается внедрение биотитовых гранитов (калдырминский комплекс и его возраст-ные аналоги).

Пермский магматический этап характеризуется ослаблением магматической деятельности. Вулканизм этого времени проявился преимущественно в Баканасской впадине. В Токрауской впадине эффузивы пермского этапа устанавливаются в районах Жантау, Каракия, Кызыладыр, хотя приповерхностный вулканизм, по-видимому, был распространен шире. По новым данным В. Я. Кошкина, вулканизм этого этапа проявлялся и на юге Токрауской впадины (в Кокдомбакской структуре).

В Баканасской впадине развиты игнимбриты, игниспумиты и туфы трахилипаритового и трахидацитового состава.

В конце первой половины пермского магматического этапа вулканизм почти совсем затухает. После небольшого перерыва отмечаются массовые излияния базальтоидной магмы только в восточной части Баканасского синклинория, главным образом по левобережью р. Баканас (Курайлинская и Торийкульская мульды). Наряду с извержениями центрального типа, происходили мощные трещинные излияния. В отдельных вулканических депрессиях (Бериктасской, Курайлинской) мощность вулканогенного, существенно лавового материала, достигает 1500—3000 м. Вулканизм в дальнейшем стал контрастным. Отдельные вулканы поставляли трахилипарито-дацитовый материал, что обусловило перемежаемость его с продуктами основного состава. Самые молодые из верхнепалеозойских магматические образования представлены исключительно интрузивными породами, прорывающими весь разрез субсквентных вулканитов. Они расчленяются на три комплекса. Условно более ранний из них (сарыоленский в Токрауской впадине) представлен нормальными и субщелочными гранитоидами монцонитового ряда, среди которых преобладают сиенито-диориты, сиеногранодиориты

и монзониты. Наряду с пестрым и неустойчивым составом, для пород этого комплекса характерны порфириновые структуры; часто гранитоиды с трудом отличаются от вмещающих эффузивов. Издавна, вслед за В. Ф. Беспаловым, эти интрузии считались субвулканическими, хотя размеры их огромны (Сарыоленский массив имеет площадь около 700 км²). Формационная принадлежность и возраст этого комплекса вызывают споры. В целом породы сарыоленского комплекса по петрохимическим особенностям имеют сходство с пермским трахибазальт-трахилипаритовым вулканическим комплексом. Нельзя отрицать и роль смешения субвулканических базальтовых и липаритовых расплавов в генезисе пород этого комплекса. Более молодым считается давно выделенный в Центральном Казахстане акчатауский комплекс лейкократовых гранитов и аляскитов. Гранитоиды этого комплекса прорваны малыми интрузиями пестрого состава, так называемого байназарского комплекса. Вполне вероятно, как многие считают, что эти малые интрузии действительно составляют один из самых молодых самостоятельных интрузивных комплексов, а не представляют собой субвулканические образования или корни ныне не сохранившихся позднепалеозойских или мезозойских эффузивов. Однако самым молодым из интрузивных является комплекс дифференцированных перидотит-габбровых интрузий, известных лишь в одном пункте в пределах Калдырминского гранитного пояса. Он представлен полосчатыми габбро и перидотитами, с которыми связана сульфидно-никелевая минерализация. В формационном отношении этот комплекс является полным аналогом субплатформенного Златогорского комплекса Кокчетавской глыбы. По возрасту он, очевидно, соответствует раннетриасовым базальтам траппового типа, развитым в нескольких районах каледонид. Возможно, и в Джунгаро-Балхашской системе магматизм завершился, как и в областях каледонской стабилизации, трапповым раннемезозойским вулканизмом и следующими за ним анортоклазовыми гранитами (см. ниже). Данные абсолютного возраста заставляют считать такое предположение обоснованным — некоторые лейкократовые граниты Джунгаро-Балхашской системы обнаруживают «аномально» молодой возраст — 260 млн. лет; до сего времени к таким цифрам большинство геологов относится с недоверием.

Следует также подчеркнуть, что возраст гранитоидных комплексов, однотипных в формационном отношении, по данным разных исследователей, для Токрауской и Баканасской впадин различен. Это обстоятельство Т. В. Перекалиной объясняется общей миграцией во времени магматизма с запада на восток, где становление одноименных интрузивных формаций происходит позже, чем в Токрауской впадине. В. Я. Кошкин, А. Д. Стеркин и другие этот вывод отрицают и считают одноименные интрузивные формации Токрауской и Баканасской впадин синхронными. Эта точка зрения, по-видимому, отчасти более обоснована. Действительно, вплоть до пермского магматического этапа вулканизм той и другой впадины однотипен и нет основания допускать «омоложения» интрузивных комплексов гранодиоритовой и гранитовой формаций в Баканасской впадине. В пермский же этап вулканизм в последней был более интенсивным, и не исключено, что здесь субщелочные и лейкогранитовые комплексы имеют более молодой возраст по сравнению с таковыми Токрауской впадины или повторились дважды.

Герцинская история каледонид (фран-триас) характеризуется тектоническим режимом, переходным от геосинклинального к платформенному. Магматизм этого времени не имеет преемственной связи с каледонским. Отмечается две вспышки его. Одна приходится на начало ак-

тивизации каледонид, когда в унаследованных или наложенных прогибах образуется наземная, а затем морская базальтовые формации, на его антиклинальных поднятиях синхронно проявляется формация щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов, иногда в сопровождении их эффузивных аналогов. Вторая вспышка непосредственно предшествует установлению платформенного режима; для нее характерна траповая формация, сменяющаяся континентальной липаритовой и комагматичной ей гранитовой. И в том, и в другом случае магматизму предшествует локальная, но интенсивная глыбовая тектоника. Другой тип магматической активизации каледонид связан с разломными зонами, располагающимися против входящих углов герцинид в каледонскую раму. Магматизм таких зон по продолжительности и по формационным особенностям сходен с орогенным герцинским, иногда отличающийся более резко выраженным субщелочным и даже щелочным уклоном.

Чрезвычайно характерными для Казахстана являются позднегоэогеосинклинальные приразломные (шовные) вулканические пояса, характеризующиеся то кратковременными, то довольно длительным базальтовым и андезит-базальтовым вулканизмом. Своеобразную группу структур составляют герцинские «краевые» прогибы, «краевые» вулканические пояса и системы на каледонидах, образование которых связано с активизацией молодых каледонских складчатых зон в связи с наиболее мощными складкообразовательными движениями в герцинских геосинклиналиях. Среди первых выделяются ранне- и позднегерцинские, характеризующиеся базальтовым вулканизмом, сопровождавшим стадию погружения прогибов; базальтовый вулканизм в раннегерцинских «краевых» прогибах заканчивается в одних случаях формированием щелочно-базальтоидных вулканоплутонических серий, в других — образованием формаций щелочных и нефелиновых сиенитов. С замыканием позднегерцинских «краевых» прогибов связан и интрузивный гранитоидный магматизм, при этом особенно характерной здесь является формация редкометальных лейкократовых гранитов и аляскитов. Позднегерцинские краевые вулканические массивы на каледонидах характеризуются андезито-липаритовым и липаритовым вулканизмом, нередко субщелочным и завершающим его петрографически пестрым комплексом субщелочных и щелочных гранитоидов.

Сделанный весьма краткий обзор главнейших особенностей магматизма указывает на то, что магматизм в Казахстанской геосинклинальной области подобно геосинклинальному процессу развивается циклически, однако каждый из тектоно-магматических циклов обладает и своими индивидуальными чертами, отражающими общую направленность геосинклинального магматизма от эпохи заложения геосинклинальных систем до становления на их месте молодой платформы.

Закономерности эволюции химизма магматических формаций имеют сложный характер. Если рассматривать суммарный состав магматических проявлений, то от более древних к поздним тектоно-магматическим эпохам отчетливо проявлена тенденция к повышению калийности и кислотности. Это связано с нарастанием объема в течение позднедокембрийско-палеозойского мегацикла все более кислых магматических формаций. Подобная тенденция, правда, значительно менее отчетливо обнаруживается и при сравнении одноименных, но разновозрастных магматических формаций. Однако на характер щелочности и кислотности одноименных магматических формаций значительно большее влияние оказывает тип геотектонических структур; геоантиклинальные блоки характеризуются более кислыми и более калийными магматическими образованиями.

Изложенный материал показывает, что последовательность магматических формаций одинакова в эвгеосинклиналях всех тектоно-магматических циклов. При этом наблюдается два типа вертикальных формационных рядов. Один относится к «вулканическим» геосинклинальным прогибам, отличающимся непрерывным магматизмом на протяжении всей жизни их. Другой характеризует эвгеосинклинали с длительной инверсионной стадией, которая практически амагматична. Интрузивный гранитоидный магматизм одинаково интенсивен и в том, и в другом типе эвгеосинклиналей, но проявляется исключительно в позднегеосинклинальную (орогенную) стадию цикла. И там, и здесь главная масса гранитоидов внедряется во время воздымания складчатых зон, так что связь их с тектоническими поднятиями очевидна. Таким образом, в целом магматизм Казахстана эволюционировал по известной схеме Г. Штилле с теми коррективами, которые внесены в нее в последние годы советскими магматистами и тектонистами.

Анализ магматизма Центрального Казахстана указывает на синхронность формирования интрузивных комплексов в разных геосинклинальных системах. Намечаются также эпохи кардинального изменения тектонического режима геосинклинальных систем и интенсивного гранитоидного магматизма, чередующиеся примерно через 90 млн. лет. Конец рифей-раннемезозойского мегацикла знаменуется мощным гранитоидным магматизмом и интрузивный процесс подобно эффузивному, по-видимому, растягивается на интервал времени не менее чем 25 млн. лет, что является характерной особенностью периода окончательной стабилизации складчатого пояса. Только для этого отрезка геологической истории устанавливаются такие тесные связи эффузивных и интрузивных комплексов, которые позволяют относить совокупность их к ряду вулcano-плутонических формаций.

Сравнительный анализ петрологических и петрогеохимических черт и историко-геологических особенностей развитых в Казахстане групп вулканических формаций (базальтовой, андезито-базальтовой, андезито-липаритовой, щелочно-базальтовой и щелочно-липаритовой) приводит к таким выводам: однообразие состава базальтовых формаций начала и конца геосинклинального процесса может быть объяснено лишь происхождением их из мантийных магм, зарождающихся на такой глубине, где неоднородности в верхней мантии (если они существуют) по размерам превосходят геосинклинальные области. Раннегеосинклинальный базальтовый вулканизм в отличие от позднегеосинклинального характеризуется развитием промежуточных подкорových магматических очагов, в которых осуществляется специфическая дифференциация, обуславливающая проявление натровых серий пород. Значительная пестрота во времени и в пространстве петрогеохимических черт андезито-липаритовой группы формаций, характерной исключительно для орогенной стадии развития геосинклиналей, отражает неоднородности в составе «гранитового» слоя земной коры, в котором зарождаются магматические очаги в условиях максимального подъема геоизотерм в коре под мощной покрывкой геосинклинальных образований. В эволюции внутрикоровых очагов большая роль принадлежит дифференциации материнских расплавов, а на состав извергаемых продуктов оказывают влияние процессы загрязнения и смешения магм на путях их подъема. Широко развитые среди позднегеосинклинальных вулканических образований «контрастные» формации сложены продуктами одновременно действующих, но различных по глубине и составу магматических очагов; лишь в зонах смыкания областей накопления изверженного материала этих очагов вулканы образуют единые геологические тела, которые не могут рассматриваться в качестве единых формационных тел.

РЕГИОНАЛЬНЫЙ МЕТАМОРФИЗМ

В пределах Центрального Казахстана регионально метаморфизованные толщи имеют широкое распространение. Ими в значительной мере сложены Кокчетавский, Шатский и Улутауский антиклинории. В ядрах большинства других каледонских антиклинорий — Кирейском, Атасу-Моинтинском, Атасу-Тектурмасском, Ерементау-Ниязском, Кызылтас-Экибастузском, Чингизском также обнажены регионально-метаморфизованные породы.

По степени метаморфизма и структурно-геологическим особенностям нами выделяется три комплекса. Наиболее древний из них (комплекс основания геосинклинали) объединяет зерендинскую серию и ее аналоги и характеризуется амфиболитовой фацией метаморфизма. Второй (главный геосинклинальный комплекс) включает все образования, залегающие выше зерендинской серии, включая кокчетавскую свиту и ее аналоги; метаморфизм здесь соответствует зеленосланцевой фации. Породы третьего комплекса, лежащие выше кокчетавской свиты, практически не метаморфизованы; в них всегда сохраняются первичные структуры и текстуры, легко распознается их первичная природа. В данном разделе не описываются зеленокаменные изменения нижне-среднекембрийских вулканогенных толщ, как не относящиеся к региональному метаморфизму.

Ниже приводится краткий обзор регионального метаморфизма по род по отдельным районам.

Кокчетавский антиклинорий. Вопросами метаморфизма и петрографии пород докембрия Кокчетавского антиклинория занимались Е. Д. Шлыгин (1952, 1960), М. А. Абдулкабирова (1949), И. Ф. Трусова (1956, 1967), И. А. Ефимов (1961, 1964, 1968).

По данным И. Ф. Трусовой (1956, 1967), в зерендинской серии докембрия наиболее четко выделяют две ступени регионального метаморфизма: первая — наиболее высокотемпературная ступень прогрессивного регионального метаморфизма соответствует гранулитовой (алданской или чарнокитовой) фации метаморфизма, вторая — регрессивная ступень соответствует амфиболитовой фации метаморфизма. Более молодые перекрывающие отложения метаморфизованы в фации зеленых сланцев. Для гранулитовой фации И. Ф. Трусовой (1967) выделены следующие основные парагенезисы: 1) силлиманит — кордиерит — гранат (в сланцах); 2) диопсид — гиперстен — гранат — роговая обманка — плагиоклаз; 3) гранат — омфацил — кварц и диопсид — гранат — роговая обманка — плагиоклаз (в эклогитах и пироксен-гранатовых амфиболитах); 4) форстерит — доломит — кальцит и форстерит — диопсид — шпинель (в мраморах). Для амфиболитовой фации наиболее типичны парагенезисы кордиерит — биотит — кварц, гранат — роговая обманка — плагиоклаз, роговая обманка — плагиоклаз — кварц, дистен — гранат — муско-

вит и др. И. А. Ефимов выделяет в зерендинской и боровской сериях только породы амфиболитовой и зеленосланцевой фаций метаморфизма.

К наиболее глубоко метаморфизованным породам Кокчетавского антиклинория относятся породы гнейсово-сланцево-эклогитовой формации. И. А. Ефимов выделяет пять главных первичных комплексов этой формации: ультраосновной, эклогитовый, габброидный, сланцевый и гнейсовый. Происхождение различных метасоматических пород формации он объясняет взаимодействием глубинных ультраосновных пород, эглогитов и габброидов со сланцами и гранито-гнейсами. По пироповым серпентинитам (перидотитам) и пироповым пироксенитам развиваются титанхондрит-пироповые, тальк-дистен-пироповые, кварц-титанфлогопит-пироповые породы; по эклогитам—гранатовые, цоизитовые и другие амфиболиты, плагиоклаз-жедритовые и кварц-альмандиновые, гранат-амфиболитовые породы; по габброидам—титан-биотит-альмандиновые и гиперстеновые гнейсы (чарнокиты), а также кварц-титанбиотит-силлиманитовые сланцы. Гранито-гнейсы в основном развиваются за счет метасоматического замещения сланцев. В сланцах и гранито-гнейсах в виде ксенолитов изометричной формы диаметром от первых метров до десятков метров встречается скарноподобные породы гранат-пироксенового, ортоклаз-пироксенового и ортоклаз-клиноцоизитового состава.

По данным И. А. Ефимова, все тела эклогитов и образованных по ним метасоматических пород имеют округлую, слегка вытянутую форму и размеры в поперечнике от первых метров до 0,5 км. Неизменные эклогиты состоят из пироп-альмандинового граната 40—45%, пироксена (омфацита) 45—52%, кварца до 10—15%, рутила 1—4% и апатита 0,5—1,0%. В качестве вторичных минералов, развивающихся в основном по пироксену, присутствуют амфиболы, кварц, эпидот, цоизит. Химический состав неизменных эклогитов полностью соответствует среднему составу кварцевых толеитовых базальтов.

М. А. Абдулкабирова (1949) рассматривала эклогиты Кокчетавской глыбы как продукты метаморфизма габбро, а И. Ф. Трусова (1956, 1967) и О. М. Розен (1968) — как продукты метаморфизма мергелей. По мнению И. А. Ефимова, Э. В. Соботовича, С. М. Гращенко, Б. М. Найденова (1964, 1968), эклогиты Кокчетавского антиклинория имеют глубинное подкоровое происхождение. Они, вероятно, выжаты к поверхности в начале среднего рифея (1,3—1,4 млрд. лет). Образец из ксенолита пиропового серпентинита, включенного в тело эклогита вблизи южного берега оз. Кумдыколь, по свинцу показал возраст 3,5 млрд. лет. Изотопный состав свинца в нем сильно отличается от изотопного свинца обычных эклогитов.

В породах ультраосновного комплекса наблюдается следующая парагенетическая ассоциация минералов: 1) пироп—титанклиногумит—пироксен—шпинель; 2) пироп—титанхондрит; пироп—дистен-тальк (+рутил); 3) пироп—титанбиотит—кварц (+рутил). Первый парагенезис рассматривается нами как глубинный, второй и третий — как вторичный — метасоматический.

Первичные парагенезы эклогитов: альмандиновый гранат—омфацит (+рутил, апатит), альмандиновый гранат—омфацит—кварц (+рутил, апатит). В качестве вторичных минералов по ним развиваются амфиболы, плагиоклазы, цоизит, клиноцоизит и сфен.

В породах габброидного комплекса (габбро, габбро-друзитах) развиты метасоматические ассоциации минералов: 1) гиперстен—основной плагиоклаз—биотит (+рутил) (биотитовые габбро-нориты); 2) альмандин—дистен—биотит (+гиперстен) (оторочки на телах габбро-друзи-

тов); 3) гиперстен—альмандин—ортоклаз—биотит—кварц (чарнокиты); 4) кварц—биотит—силлиманит (сланцы по чарнокитам); 5) кварц—кордиерит—альмандин—силлиманит—биотит (сланцы по габброидам).

Для пород средней части зерендинской серии в районе с. Брусилровка характерны следующие равновесные ассоциации минералов: кварц — слюда — альмандин — кварц — олигоклаз — слюда — альмандин, кварц—олигоклаз, слюда—андалузит, доломит—диопсид, доломит—диопсид—олигоклаз—калиевый полевой шпат. Эти ассоциации соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма. На них часто наложены ретроградные ассоциации минералов эпидот-амфиболитовой фации. Следует отметить, что силлиманит в регионально-метаморфизованных породах этой части разреза не встречен, хотя он иногда появляется в зонах непосредственного контакта с нижнепалеозойскими гранитоидами. Дистен встречается очень редко. Для сланцев и кварцитов характерны небольшие (2—5%) содержания альмандина. Более же высокие содержания альмандина и дистена свойственны только породам нижней части зерендинской серии. В кальцифирах из силикатных минералов преобладает диопсид, незначительно развиты форстерит и актинолит. Встречающиеся в мраморах в районе с. Брусилровки клиногумит и форстерит следует рассматривать как высокотемпературные магнезиальные скарны в контактах с гранито-гнейсовыми массивами. Метаморфические породы из района с. Брусилровка развиты по песчано-глинистым отложениям или кислым эффузивам и известнякам.

Для пород верхней части зерендинской серии характерны следующие первично равновесные ассоциации минералов: кварц—слюда—альмандин, кварц—биотит—олигоклаз, ортоклаз, олигоклаз—роговая обманка и вторичная ассоциация: олигоклаз—актинолит—эпидот. Эти ассоциации соответствуют амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Основные эффузивы и габброиды этой свиты также претерпели ретроградно региональный метаморфизм до парагенезисов амфиболитовой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Для пород вышележащих кууспекской и ефимовской свит характерны такие равновесные ассоциации минералов: кварц—мусковит—хлорит, кварц—биотит—хлорит, кварц—мусковит—альбит, актинолит—хлорит, альбит—хлорит—актинолит—эпидот, кальцит—хлорит. Эти ассоциации соответствуют условиям метаморфизма высокотемпературной субфации зеленых сланцев.

Породы самой верхней в разрезе докембрия никольско-бурлукской свиты лишь слабо затронуты метаморфизмом гидрослюдистой фации.

Улутауский антиклинорий. Метаморфизм и петрографию докембрийских отложений Улутауского антиклинория детально изучали И. Ф. Трусова, Л. И. Филотова, И. И. Вишневецкая (1962, 1967), материалы которых здесь не приводятся.

Самая нижняя из докембрийских — бектурганская серия сложена кварц-гранат-слюдяными гнейсами, кварц-плагиоклаз-слюдяными гнейсами, альбитовыми гнейсами, амфиболитами, гранатовыми амфиболитами и мраморами. По химическому составу все разновидности амфиболитов аналогичны средним типам пород группы базальта и они, вероятно, образовались за счет их метаморфизма. По И. Ф. Трусовой это первично мергелистые породы. В амфиболитах типичны следующие первичные парагенезисы: альмандин—роговая обманка—андезин, желто-зеленая роговая обманка—андезин—кварц, роговая обманка—андезин, и вторичные ассоциации — сине-зеленая роговая обманка, альбит-клинцоизит. Первичные парагенезисы соответствуют амфиболитовой фации метаморфизма. И. Ф. Трусова предполагает, что все амфиболиты

прошли стадию гранатовых амфиболитов и даже эклогитов, однако эклогиты в Улутау не известны. В сланцах и гнейсах бектурганской серии наиболее типичны парагенезисы: альмандин—биотит—андезин—кварц, биотит—мусковит—кварц и вторичные ассоциации: биотит—мусковит, альбит—клиноцоизит—кварц.

Таким образом, породы бектурганской серии претерпели региональный метаморфизм в условиях амфиболитовой фации, а регрессивный — в условиях эпидот-амфиболитовой фации*. Пока не обнаружено никаких минеральных ассоциаций, характерных для гранулитовой фации. В этом заключается коренное отличие метаморфизма наиболее древних толщ Улутауского и Кокчетавского антиклинориев.

Для залегающей выше аралбайской серии характерно резкое понижение степени метаморфизма. В сланцах здесь наиболее типичны минеральные ассоциации фации зеленых сланцев (серицит—альбит, серицит—альбит—хлорит, кварц—серицит), широко распространены blastopсаммитовые разности сланцев. В порфироидах и порфиритоидах хорошо сохранились реликты первичных магматических структур. В самых верхах аралбайской серии в кварцитах и кварцево-сланцевых сланцах байкожинской свиты известен парагенезис дистен—мусковит—кварц (+рутил), который И. Ф. Трусова считает регионально-метаморфическим. По мнению Л. И. Филатовой, образование дистена в этих породах связано с гранито-гнейсами.

Породы карсакпайской (железорудной) и жийдинской серий, залегающих выше аралбайской, в результате регионального метаморфизма превращены в кварциты, гематит-магнетитовые и графитовые кварциты, слюдяно-хлоритовые, кварцево-серицитовые, кварцево-хлоритовые и кварцево-мусковито-полевошпатовые сланцы, а эффузивные породы — в порфироидах, порфиритоидах и зеленых сланцах. В породах наиболее типична ассоциация: хлорит—серицит—кварц, гематит—кварц и гематит—магнетит—кварц. В метаморфизованных эффузивах наблюдаются парагенезисы: хлорит—эпидот—альбит, актинолит—хлорит—эпидот—альбит. Эти парагенезисы соответствуют фации зеленых сланцев.

Для пород вышележащих майтюрбинской и боздакской серий, распространенных в Южном Улутау, типичны парагенезисы: серицит—хлорит—кварц, серицит—хлорит—альбит—кварц. Иногда встречается спессартин. Все эти парагенезисы характерны для низкотемпературной субфации зеленых сланцев. Породы майтюрбинской серии испытали локальное усиление метаморфизма до эпидот-альбит-амфиболитовой фации в связи с поздними гранитоидами.

К древним метаморфическим толщам Улутау приурочен ряд массивов гранито-гнейсов верхнего протерозоя. Эти массивы закономерно приурочены к антиклинальным зонам, вблизи которых часто наблюдаются зоны фельдшпатизации и мигматизации вмещающих пород докембрия.

В других каледонских антиклинориях регионально-метаморфизованные породы развиты незначительно. Так, в Кирейском антиклинории, по данным А. И. Филатовой, распространены аналоги майтюрбинской и боздакской серий, породы которых метаморфизованы в фации зеленых сланцев. В пределах Атасу-Моинтинского антиклинория, по данным А. В. Авдеева, выделяются отложения киикской серии среднего рифея (сулуманакская и актауская свиты) и Котыр-тас-айкарлинской серии верхнего рифея, а также ряд свит позднего до-

* По Л. И. Филатовой эпидот-альбит-амфиболитовая фация части пород бектурганской серии является прогрессивной, одновременной с амфиболитовой фацией.

кембрия. Для сланцев, филлитов и кварцитов в киикской серии наиболее типичны парагенезисы хлорит—серицит—кварц, хлорит—мусковит—кварц, соответствующие низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев. В кварцитах обычны бластопсаммитовые структуры. Кислые эффузивы метаморфизованы лишь в цеолитовой (слюдистой фации). Относительно слабо метаморфизованы и породы условного венда. Однако следует отметить весьма значительные проявления динамометаморфизма пород в этой структуре. В Ата-су-Тектур-масском антиклинории, по данным Р. М. Антонока, образования наиболее древних каратасской и сарытауской свит испытали лишь начальный метаморфизм гидрослюдистой формации.

В Ереметау-Ниязском антиклинории среди докембрийских образований выделяются кварцево-слюдистые сланцы (иногда с гранатом, эпидотом) и кварцево-хлоритовые сланцы, в которых наблюдаются парагенезисы амфиболитовой фации: кварц—биотит (мусковит)—альмандин, кварц—биотит—эпидот, кварц—хлорит—биотит—мусковит. Более молодые докембрийские толщи здесь и в Кызылтас-Экибастузском антиклинории претерпели метаморфизм гидрослюдистой фации.

Глубоко метаморфизованные докембрийские породы, по данным З. М. Усачевой и Л. А. Карнаевой (1949), Л. И. Пшеничной (1959), известны в Ешкеольмесском антиклинории, где они разделены на две серии: нижнюю (гнейсовую) и верхнюю (кварцито-сланцевую). В первой преобладают гранито-гнейсы, изредка встречаются прослойки амфиболитов. Гнейсы состоят из олигоклаза, кварца, мусковита, биотита. Постоянным компонентом в них является гранат. Амфиболиты содержат роговую обманку, основной плагиоклаз и эпидот. Минеральные парагенезисы в породах этой серии соответствуют амфиболитовой фации. Кварцито-сланцевая серия представлена кварцево-хлоритовыми, кварцево-слюдяными и кварцево-карбонатными сланцами, кварцитами и слюдистыми кварцитами (вверху), метаморфизованными в фации зеленых сланцев. Метаморфизм пород, залегающих выше ереметауской серии, ишкеольмесской и ордабайской свит, соответствуют гидрослюдистой фации. В Чингизском антиклинории, по данным Р. А. Боорукаева (1961), Р. М. Антонока, А. А. Недовизина и других, широко распространены породы муржикской серии, метаморфизованные лишь в условиях низкотемпературной субфации фации зеленых сланцев, и ереметауской серии и ордабайской свиты, для которых характерен метаморфизм гидрослюдистой фации.

В ядре герцинского Северо-Балхашского антиклинория условно позднерифейские или нижнекембрийские образования также несут следы регионального метаморфизма лишь гидрослюдистой фации.

Сопоставление метаморфических фаций докембрийских пород Центрального Казахстана указывает на три главные эпохи регионального метаморфизма: 1) наиболее интенсивная из них, видимо, приурочена к границе нижнего и среднего рифея и соответствует готской складчатости с возрастом около 1,3—1,4 млрд. лет*; 2) приходится на границу среднего и верхнего рифея и соответствует раннебайкальской складчатости с возрастом около 800 млн. лет; 3) падает на границу

* Большинство исследователей считает первый этап регионального метаморфизма архейским или раннепротерозойским, а цифры 1,3—1,4 млрд. лет относят к гранитизации, наложившейся на уже метаморфизованные толщи. Поскольку эти цифры определены альфа-свинцовым, а не изотопным методом, они не могут считаться цифрами истинного возраста и самой гранитизации. Единичное определение возраста гранито-гнейсов изотопным урано-свинцово-ториевым методом, приведенное С. И. Зыковым в Улутау, дало цифру в 1700—1800 млн. лет.

верхнего рифея и венда *, может быть отнесена к позднебайкальской или катангской складчатости с возрастом около 650 млн. лет. В нижнем метаморфическом комплексе выделяются породы двух ступеней метаморфизма. Породы первой ступени, соответствующие нижней части зерендинской серии, распространены только в Кокчетавском антиклинории (дистеновые гнейсы и сланцы, эклогиты, габбро-друзиты, чарнокиты гнейсово-сланцево-эклогитовая формация). Породы второй, также амфиболитовой ступени метаморфизма (верхняя часть зерендинской серии — надэклогитовый комплекс, бектурганская серия) развиты более широко, но главным образом в Кокчетавском, Шатском и Улутауском антиклинориях, где наблюдаются широко поля магматитов и гранито-гнейсов, которые образуются за счет гранитизации сланцев, образовавшихся в основном по песчано-глинистым отложениям. Не исключено, что надэклогитовый комплекс зерендинской и бектурганской серий был метаморфизован в готское время, а гнейсово-эклогитовый комплекс являлся продуктом еще более раннего метаморфизма.

МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

На территории Центрального Казахстана выявлено большое разнообразие метасоматических пород, сопутствующих оруденению, или без него. Они изучались с той или иной степенью детальности в процессе поисково-съёмочных и поисковых работ, разведки или эксплуатации рудных месторождений или специальных исследований.

Ниже дается краткий обзор некоторых главнейших типов метасоматических образований.

СКАРНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Скарновые формации Центрального Казахстана исследовались в основном с 30-х годов, многие из них изучались и разведывались как объекты, представляющие интерес с точки зрения содержания полиметаллов, железа, меди и др. При этом был накоплен богатый фактический материал, отраженный в многочисленных производственных отчетах, отчасти в печатной литературе (Русаков, Наконник, 1938, 1957; Ф. И. Вольфсон, А. С. Богатырев, Ф. М. Малиновский, А. С. Кайзер, Г. М. Мазаев, В. С. Дмитриевский, В. А. Соколов и многие другие). Наиболее важным моментом в истории изучения скарнов надо считать 1952—1954 гг., когда в Институте геологических наук АН КазССР под руководством академика К. И. Сатпаева составлялись металлогенические прогнозы для Центрального Казахстана. В процессе выполнения этой работы был собран огромный фактический материал по скарнам Центрального Казахстана. Все эти материалы были систематизированы, сведены и обобщены и легли в основу прогнозирования на полиметаллы, медь, железо и редкие металлы (Бок, 1954—1958; Анкинович, Мирошниченко, 1958 и др.).

В Центральном Казахстане известно более 100 участков рудных скарнов, группирующихся в отдельные узлы и районы, это Атансорский, Баянаульский, Караджальский, Карагайлинский, Самобетский, Батыстауский, Акчатауский, Аксоран-Акжалский, Кызыл-Эспинский и Саякский рудные районы. Кроме того, имеются около 7 пунктов единич-

* На границе венда и рифея, очень условной в пределах Казахстана и Средней Азии, по имеющимся данным (см. главу «Стратиграфия»), проявления регионального метаморфизма не установлены. Нельзя считать доказанными и ссылки И. Н. Ефимова на существование раннерифейской складчатости. (Прим. ред.).

ных скарново-рудных проявлений. Скарны чаще приурочены к контактам рудоносных интрузий или к зонам экзоконтактов (не более 2,5 км) и локализованы часто в местах пересечения глубинных разломов.

Скарны образуются по различным исходным породам, преимущественно по известнякам и в меньшей степени по мергелям, известковистым песчаникам и другим, а также по эффузивно-осадочным породам.

Обычно скарны накладываются на жилы 1-го этапа, но пересекаются так называемыми дайками 2-го этапа материнских интрузивов.

Поскольку скарновая формация изучалась и изучается в основном с точки зрения металлогений, удобно дать ее описание в комплексе с металлогеническими данными.

Скарны известны в допалеозойской, раннекаледонской (кембрий, ордовик), позднекаледонской (силур, нижний девон), раннегерцинской (средний девон — средний карбон), позднегерцинской (верхний карбон — пермь) и киммерийско-альпийской металлогенических эпохах (Сатпаев, 1957). Позже Н. Т. Кулкашевым (1961) была выделена еще среднегерцинская эпоха (средний и верхний карбон). Соответственно скарновая формация Казахстана подразделяется на несколько возрастных групп, несущих свои специфические черты.

Генетически и пространственно связаны с докембрийскими интрузиями единичные железорудные и меднорудные скарны, с раннекаледонскими — железорудные и редкометальные, с позднекаледонскими — железорудные, меднорудные, редкометальные и полиметаллические. Первые два типа распространены достаточно широко, а последние наблюдаются редко. Раннегерцинские интрузии сопровождаются большим количеством железорудных скарнов, меньшим — редкометальных и полиметаллических, при полном отсутствии медноносных. Наиболее продуктивными являются среднегерцинские интрузии, породившие большинство рудоносных скарнов (железо, медь, полиметаллы и редкие металлы). И, наконец, позднегерцинский магматический цикл представлен также значительным количеством месторождений редких металлов и небольшим — меднорудных.

Металлогеническая специализация скарново-рудных районов определяется не только возрастом, но и составом материнских интрузий.

Так, железорудные скарны обычно связаны с диоритами, монцититами, гранодиоритами — граносиенитами, редко с гранитами преимущественно позднекаледонской эпохи, медные и полиметаллические — с гранодиоритами и гранитами герцинской эпохи, а редкометальные скарны — с позднегерцинскими лейкократовыми и аляскитовыми гранитами карбона и перми. Имеются случаи совместного нахождения разновозрастных и различных по составу гранитоидных интрузивов, обусловливающих формирование разновозрастного и разнотипного оруденения в пределах одного месторождения, когда после полиметаллического оруденения проявилось редкометальное.

Немалую роль в специфике металлоносности скарнов играет и вмещающая среда. В скарнах по карбонатным и терригенно-карбонатным породам заключены меднорудные и полиметаллические месторождения, в скарнах по карбонатным и алюмосиликатным эффузивно-осадочным породам — полиметаллические и редкометальные месторождения. Месторождения и проявления железа встречаются во всех типах скарнов.

В соответствии с преобладающим промышленным типом оруденения в Центральном Казахстане обычно выделяют (Мирошниченко, 1960) железорудный, меднорудный, полиметаллический и редкометальный типы скарнов.

Железорудный тип представлен 30 месторождениями и рудопроявлениями. Самая крупная Атансорская группа, приуроченная преимущественно к осадочно-эффузивным породам ордовика, находится в Северном Казахстане. В осадочно-эффузивных толщах девонского возраста заключены крупные месторождения Кеньтюбе и Уштобе. Иногда наблюдается совмещение полиметаллической, медной и редкометалльной фазы минерализации.

Меднорудный тип приходится в основном на Саякскую, Батыстаускую, Баянаульскую и Самомбетскую группы (число меднорудных участков около 50). Формирование связано с раннегерцинскими, реже — позднегерцинскими гранитоидами — гранитами, гранодиоритами и диоритами. Меди чаще всего сопутствуют полиметаллы, реже золото и редкие металлы. Рудовмещающие породы обычно эффузивно-осадочные толщи карбона. Скарны сложены гранатом (чаще андрадито-гроссуляр), пироксеном, второстепенными минералами являются везувиан и волластонит. Отмечаются кварц, эпидот, хлорит и др. Рудные минералы: халькопирит, ковеллин, борнит, малахит, халькозин, хризоколла, молибденит, галенит, сфалерит, пирит, магнетит и др.

Полиметаллический тип распространен в Северо-Западном Прибалхашье и генетически связан с ранне- и позднегерцинскими интрузиями гранитоидов.

Скарны редкометалльного типа генетически связаны с позднегерцинскими, аляскитовыми гранитами, распространены не широко и встречаются в Ортауском, Караджальском и Самомбетском рудных районах. Скарны состоят из гроссуляра, андрадита, реже пироксена, везувиана; рудные минералы — молибденит и шеелит.

На скарново-рудных месторождениях четко выявляется горизонтальная зональность оруденелых скарнов, что выражается в последовательной смене от интрузива в направлении к вмещающим породам железорудного типа скарнов редкометалльным, далее меднорудным и полиметаллическим.

Автометаморфический этап проявляется в калиевом метасоматозе альбитизации и серицитизации материнских гранитоидов; контактовый — в образовании скарноидов и известково-силикатных роговиков. Контактново-метасоматический этап привел к образованию скарнов со ступенями — везувиановой, гаусманитовой, пироксен-волластонит-гранатовой, гематит-магнетитовой и шеелитовой. Гидротермально-метасоматический этап распадается на подэтапы: 1) сульфидно-кварцевый с формированием околорудноизмененных пород и руд; 2) кварцевый с пирротином, пиритом и др.; 3) халькопирит-кварцевый; 4) калишпат-кальцит-кварцевый и сульфидно-кварц-баритовый (ступени: сфалерит—галенит—кварц-баритовая и баритовая). Позднегидротермальный этап приводит к формированию безрудных кальцит-цеолитовых прожилков.

ГРЕЙЗЕНОВАЯ ФОРМАЦИЯ

Грейзеновая формация широко представлена в Центральном Казахстане, пространственно и генетически тесно связана с интрузивными комплексами. Грейзены сопровождают редкометалльные месторождения, благодаря которым Казахстан является в настоящее время в СССР одной из основных баз редких металлов.

Грейзены Казахстана изучали: Ф. М. Малиновский (1937), Н. И. Наковник (1938), В. С. Дмитриевский (1946—1949), Г. Н. Щерба

(1944—1946), Л. Н. Булак (1942—1948), Ф. А. Летников (1961), Д. В. Рундквист (1965), В. Д. Гукова (1958—1962) и др.

В подавляющей массе редкометальных месторождений широко представлены грейзеновые проявления, которые относятся к кварцевожильно-грейзеновой формации.

Редкометальные месторождения, с которыми тесно связаны грейзены, широко развиты в Центральном Казахстане и образуют закономерно рудные районы и рудные узлы. Редкие металлы и грейзены генетически и пространственно связаны с гранитоидными интрузиями, причем продуктивные интрузии относятся к разным тектоно-магматическим циклам.

Редкометальное оруденение встречается в пяти металлогенических эпохах из шести, выделенных К. И. Сатпаевым (1957) для Центрального Казахстана. Типы и масштабы оруденения и проявления грейзенов находятся в тесной связи с соответствующими интрузивными комплексами рифейского, девонского, карбонового и карбоново-пермского возраста.

Наиболее важные месторождения редких металлов грейзенового типа генетически связаны с поздневарисскими аляскитовыми гранитами акчатауского комплекса*. Специальные исследования по грейзенам Центрального Казахстана касались обычно промышленно важных групп месторождений, связанных с этим комплексом. Рудоносные плутоны акчатауского комплекса являются довольно сложными и относятся к категории многофазных интрузий. Они сформированы мелко-, средне- и крупнозернистыми аляскитовыми гранитами, причем мелкозернистые интрузии во времени образования являются наиболее поздними. Среди дайковой формации рудных полей выделяются обычно дорудные (граниты, аплиты, пегматиты, граниты, гранит-порфиры и др.), внутрирудные (гранит-порфиры Куу, аплиты Байназара и Куу); послерудные дайки (дайки байназарского комплекса).

Грейзены формируются за счет пород гранитоидных интрузивов или пород кровли; сообразно с этим различают эндо- и экзогрейзены. Последние пользуются ограниченным распространением.

Выделяются сплошные и околотрещинные типы грейзенизации (жильные и штокверковые), круто- и пологопадающие и неправильные по формуле тела грейзенов. По минеральному составу, парагенезису и фаціальным особенностям грейзены различных месторождений имеют свои особенности. В состав грейзенов входят — кварц, мусковит, топаз и второстепенные минералы — турмалин, флюорит, калишпат, альбит и другие, а также рудные — вольфрамит, молибденит, пирит и др.

Наибольшее распространение имеют грейзены кварцево-мусковитового, топазо-кварцевого и кварцевого состава. Зональность минеральных фаций грейзенов проявляется в плане и по вертикали. Различают грейзеновые тела простого и сложного (телескопированного) строения. Обычная зональность — грейзенизированный гранит — мусковит — кварцевый грейзен — кварцевый грейзен и некоторые другие.

Жилы, прожилки, штокверки распространены очень широко. Выделяются жилы и прожилки типа выполнения, замещения и перекристаллизации. Состав жильных выполнений обычно сложный и своеобразный: жильные минералы — кварц, альбит, калишпат, мусковит, пирит и др. Прожилки и сами грейзены многостадийны, причем выделяется иногда до двух десятков и более стадий минерализации. Выделяют сле-

* Связь с гранитами акчатауского комплекса остается спорной лишь для месторождений Шалгия и Караоба. (Прим. ред.).

дующие типы метасоматоза при грейзенизации (Гукова, 1962): 1) фтор-кремниевый (топаз, флюорит); 2) хлор-фтор-кремниевый (мусковит, кварц); 3) хлор-кремниевый (кварц); 4) борный (турмалин).

ФОРМАЦИЯ ВТОРИЧНЫХ КВАРЦИТОВ

В изучении геологии, петрологии и металлогении вторичных кварцитов большие заслуги принадлежат М. П. Русакову, Н. И. Наковнику (1938—1957), К. Н. Озерову; изучением их занимались также К. И. Асташенко, Б. С. Марков, В. Ф. Беспалов, М. Н. Ержанов (1959), Т. Ч. Чолпанкулов (1959—1968), К. С. Газизова, П. В. Кулькин, Т. Ахметбеков и др.

С тех пор, как впервые в Казахстане были выявлены вторичные кварциты, прошло более чем сорок лет. В самом начале кварциты изучались на медь, затем на абразивы, высокоглиноземистые минералы и т. д. В настоящее время ими интересуются как вмещающими породами промышленно важных месторождений меди, молибдена, золота, серебра, полиметаллов и других, а также большой группы нерудных ископаемых.

В настоящее время в Центральном Казахстане выявлено и зафиксировано около 500 мест проявления вторичных кварцитов, из них специально изучено около 220. Распространены они группами и в одиночку на огромной площади, ограниченной на юге оз. Балхаш, на западе меридианом гор Улутау, на севере немного выше широты г. Караганды, а на востоке хребтами Чингиз и Акчатау.

Основная масса кварцитовых полей сосредоточена преимущественно в Северном Прибалхашье, на территории Актогайского, Шетского, Шубартауского, Абралинского, Баян-Аульского и других районов. Наблюдается скученность их в районе гор. Бектау-Ата, Кызылтас, Бешоки, Курпетай и в других местах.

Наибольшая масса кварцитов приходится на Токрауский, Северо-Балхашский и в меньшей степени — Карагандинский синклинали. На антиклинорных поднятиях кварциты почти совсем отсутствуют. Краевой девонский вулканический пояс также очень беден проявлением данной формации. Кокчетавский срединный массив лишен вторичных кварцитов. Каледониды очень бедны ими, а герциниды представляют область наибольшего развития вторичных кварцитов.

В локализации массивов вторичных кварцитов района большое значение имели различные формы дислокации — пликвативные и дизъюнктивные. В зависимости от конкретных условий наблюдается приуроченность вторичных кварцитов к различным частям складчатых и вулканотектонических форм. В пространственном размещении их большую роль играет разрывная тектоника, начиная от региональных глубинных разломов и кончая локальными разломами, зонами дробления и т. д. К благоприятным структурным зонам относятся не только и не столько узлы пересечения глубинных разломов, как это обычно считают, а зоны интенсивных деформаций, приуроченные, например, к границам структурных этажей. Более мелкие структурные элементы низких порядков обуславливали сложное взаиморасположение минеральных фаций кварцитов и их массивов. Особое место занимают контактовые зоны плутонов, интрузивных тел разных форм и величин, в сфере влияния которых охотно и чаще всего встречаются вторичные кварциты (Кызылтасское, Бектауатинское, Борлинское и другие поля).

Соотношение интрузий и вторичных кварцитов относится к категории сложных вопросов, постоянно вызывающих большие разногласия среди геологов, изучающих вторичные кварциты различных районов

Казахстана. Стало модным отрицание генетической связи явления вторичной кварцитизации с интрузивной деятельностью, причем многие исследователи сейчас ставят формирование вторичных кварцитов в единственную причинную связь с наземным вулканизмом. Эта тенденция укрепилась особенно после обнаружения вторичных кварцитов и их детального изучения в областях молодого современного вулканизма Камчатки.

На примере Северо-Западного и Северо-Восточного Прибалхашья и Карагандинского района хорошо видно, как очень часто поля вторичных кварцитов тяготеют к интрузивным массивам или располагаются в них самих (Коргантас, Коунрад, Семиз-Бугу и др.). При более объективном подходе устанавливается, что формация вторичных кварцитов имеет в какой-то мере явную, прямую или косвенную генетическую связь с интрузивной магматической деятельностью. Наиболее продуктивным в этом отношении был, пожалуй, балхашский интрузивный комплекс. С гранодиоритами этого комплекса можно ставить в генетическое родство ряд массивов вторичных кварцитов. Возможно, что гранодиорит-порфиры многих рудных полей меднопорфировых месторождений (Коунрад, Карабас, Борлы и др.), по которым развиваются меденосные апоинтрузивные вторичные кварциты, заключающие в себе основную рудную массу, относятся к соответствующим фациям или фазам гранодиоритовой интрузии. Также определенно фиксируются факты превращения гранитов довольно крупных интрузивов в типичные вторичные кварциты. Такие явления наблюдались на массивах Курпешай, Коргантас, Косшоки, Таргыл, относимых к калдырминскому или даже акчатаускому комплексам.

Дайки 1-го и 2-го этапов имеют различное временное и причинное отношение к формированию вторичных кварцитов. Имеются случаи, когда дайки 1-го этапа развиваются как до, так и после формирования вторичных кварцитов. Нередко докварцитовые дайки трассируют разрывы, вдоль которых циркулировали гидротермы при процессах кварцитизации. Дайки 2-го этапа (лейкократовых и меланократовых пород) обычно формируются после вторичных кварцитов. Темные диабазовые дайки рассекают вторичные кварциты массивов Бесшоки, Актогай и др., а микрогранитовые послекварцитовые дайки отмечены в массиве Актогай в горах Кызылтас и в массивах района гор Талгыр и др.

Среди вторичных кварцитов Казахстана по характеру материнских пород можно выделить апоэффузивные, апоинтрузивные, апоосадочные образования.

Абсолютное большинство массивов вторичных кварцитов Центрального Казахстана залегает в вулканитах среднего и особенно верхнего палеозоя. Это девонские и карбоновые средние и кислые лавы, их туфы, пирокласты. Нижняя возрастная граница вторичных кварцитов обычно определяется стратиграфическим положением их исходных пород — эффузивов, туфов или гранитоидов. А вместе с тем до сих пор исследователям не удалось ни на одном из объектов установить их верхний возрастной предел. Правда, в этом отношении кварциты не составляют исключения, так как такое же положение существует и в области рудных месторождений Казахстана. В единичных случаях вмещающими кварциты породами являются осадочные свиты (месторождение Русаковского), огнейсованные массивно-кристаллические породы (Торанкудук). По преобладанию в составе их того или иного минерала среди вторичных кварцитов различают андалузитовые, корундовые, алунитовые, серцитовые, каолинитовые и другие минералогические типы. Минералогический состав их характеризуется преимущественным развитием высокоглиноземистых минералов. Главными пороодообразующими

минералами этих пород являются — кварц, серицит, алунит, андалузит, корунд, диаспор, каолинит (диккит и накрит) и пирофиллит; второстепенными — турмалин, дюмортьерит, топаз, аугелит, карбонаты, биотит и другие; акцессорными — рутил, циркон и др.; рудными минералами — пирит, гематит, гидроокислы железа, молибденит, малахит, халькопирит и др. В зависимости от парагенетической ассоциации главнейших пороодообразующих минералов образуются те или иные петрографические разновидности вторичных кварцитов моно- или биминерального и полиминерального состава (обычно 2—3 минерала). Наименование главных минералов определяет название породы.

На основе обильных фактов намечена некоторая схема горизонтальной и вертикальной зональности минеральных фаций. В размещении фаций наблюдается определенная последовательность по отношению к подводющим гидротермы каналам. Вблизи подводных каналов располагаются высокотемпературные корундо-андалузитовые и диаспоровые кварциты, которые сменяются далее низкотемпературными фациями (алунит, каолинит, пирофиллит, серицит) и неизменными породами. Применительно к конкретным объектам эта схема обычно дает отклонения с выпадением отдельных звеньев.

Уже указывалось, что формация вторичных кварцитов содержит большое количество полезных ископаемых, причем некоторые месторождения играют существенную роль в общем балансе минеральных ресурсов Казахстана. Достаточно указать медно-молибденовые месторождения Коунрад и Бошекуль, а также уникальное корундовое месторождение Семиз-Бугу.

Иногда во вторичных кварцитах многих массивов отмечаются повышенные содержания свинца, золота, серебра, отчасти ртути, мышьяка, молибдена, железа и в малой степени олова и висмута.

Металлические полезные ископаемые вторичных кварцитов Казахстана представлены месторождениями и рудопроявлениями медно-порфировых руд, золота, молибдена, золото-медно-борной (турмалин) ассоциации и полиметаллов. Наибольшее научно-практическое значение во вторичных кварцитах имеет медь (месторождение Коунрад и др.).

К числу заведомо относящихся к вторично-кварцитовому типу меднопорфировых месторождений принадлежат месторождения Сокуркой, Борлы, Карабас, Каиндышоки и другие, большинство которых многократно изучалось и разведывалось. Среди них немало аналогов месторождения Коунрад, но, к сожалению, масштабы их пока невелики.

В настоящее время в Центральном Казахстане зарегистрировано свыше 60 месторождений и рудопроявлений порфировой меди в связи с кварцитами.

Рудные поля вторично-кварцитовых меднопорфировых месторождений в типичном выражении сложены помимо эффузивно-пирокластических и интрузивных пород и вторичными кварцитами. Последние образовались за счет гидротермально-пневматолитических изменений пород гипабиссальных, субвулканических, малых интрузивов кислого и среднего состава, представленных крупными телами, штоками, линейными и кольцевыми дайками и т. д. Широко распространены кварциты по эффузивно-пирокластическим, реже осадочным породам. Возрастное положение их меняется в широких пределах в зависимости от конкретного случая того или иного месторождения.

Наиболее благоприятными минеральными фациями, своего рода «ловушками» для медно-молибденового оруденения является большей частью серицитовая фация апоинтрузивных вторичных кварцитов. Это подтверждается на примере месторождений Коунрад, Карабас, Каин-

дышоки и др. Состав субстрата порой удивительно однообразен — гранодиориты, гранодиорит-порфиры, монзонит-порфиры, сиенит-диориты и реже другие породы.

Процессы кварцитизации и оруденения многофазны, многоэтапны, что обусловлено многократными тектоническими подвижками, вызывавшими пульсационное поступление рудообразующих растворов.

Медно-молибденовое оруденение накладывается на вторичные кварциты, образуя прожилково-вкрапленный нередко кварцево-штокверковый тип минерализации. Сульфидные минералы — халькопирит, пирит, галенит, сфалерит и др. К промышленно ценным сопутствующим минералам относятся молибденит, а также благородные металлы и некоторые редкие элементы.

На месторождениях рассматриваемого типа нередко хорошо выражена вторичная вертикальная зональность, возникшая в результате длительных экзогенных процессов. Сверху вниз идут следующие зоны: окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного обогащения и зона первичных сульфидных руд. Мощность этих зон меняется от места к месту, от месторождения к месторождению, что обусловлено разнообразными условиями окисления месторождений. В отдельных случаях на некоторых месторождениях состав исходных пород кварцитов (интрузий, даек) сдвигается в сторону более кислых и даже щелочных пород.

Медно-порфировое оруденение в редких случаях накладывается на вторичные кварциты по осадочным породам (месторождение Русаковское), на свежие эффузивы (желтау-кайдаульская свита Д₁₋₂).

Молибден установлен во вторичных кварцитах в связи с медно-порфировыми месторождениями типа Коунрад, Карабас, Каиндышоки и др. Особняком стоят месторождения типа Толагай, в которых молибденит наблюдается в кварцевых жилках типа штокверка.

Золотоносность формации вторичных кварцитов установлена в Казахстане с большим запозданием, хотя примеры промышленных месторождений такого типа были известны из практики геологической службы зарубежных стран. Геологопоисковые работы на золото во вторичных кварцитах южной части Центрального Казахстана показали распространенность их золотом и выявили ряд его мелких месторождений.

Золотое оруденение устанавливается обычно на тех площадях кварцитов, где наблюдаются баритовые, кварцево-баритовые, турмалиноносные жилы и тела, а также зоны пиритизации, колчеданно-полиметаллического и сурьмяного оруденения и железные шляпы. В алунитовых породах, очень широко распространенных в Казахстане, золото до последнего времени не устанавливалось, несмотря на то, что именно в данном минералогическом типе вторичных кварцитов в других странах давно были известны его месторождения. В последние годы аналогичный тип оруденения обнаружен в алунитовых кварцитах одного, давно известного, не раз разведывавшегося на медь, месторождения в Западном Прибалхашье. Дальнейшее изучение этого объекта еще продолжается.

С вторичными кварцитами связаны месторождения нерудного сырья — андалузита, корунда, диаспора, каолинита, пирофиллита, дюрмортерита и др. Однако промышленностью освоено только одно месторождение корунда Семиз-Бугу.

Другие месторождения и рудопроявления, правда не все, детально изучались, предварительно разведывались, но положительных результатов пока нет. К наиболее перспективным месторождениям корунда можно отнести Жанет, Шешенкара, Бурлю, Жиланды и Каластак-Кызылсоран.

Среди полезных ископаемых данной формации важное место занимает андалузит, имеющий широкую область применения в электрометаллургической, огнеупорной, фарфоровой и других отраслях промышленности. Андалузит находится в частом парагенезисе с корундом, в силу этого во многих случаях наблюдаются их комплексные месторождения типа Семиз-Бугу, Шешенкара и т. д. Известен единственный случай, когда андалузит извлекался из месторождения Семиз-Бугу и находил промышленное использование. Все остальные месторождения этого минерала, среди которых немало крупных и средних, обладающих значительными запасами кондиционных руд, ждут промышленного освоения. Первоочередные объекты для детального изучения и освоения: Коунрад, Семиз-Бугу, Шатыршоки, Шешенкара, Шокпартас, Корпетай, Аксоран, Калактас, Борлы и Телемес.

Алуниты принадлежат к числу наиболее распространенных минералов во вторичных кварцитах Казахстана. Число месторождений и рудопроявлений алунита составляет сейчас около 65, из которых 29 представляют интерес для промышленности. В числе их имеются крупные массивы, заключающие в себе огромную массу алунитовых руд, выдерживающих самые высокие кондиционные требования. Это обстоятельство выдвигает Центральный Казахстан в особую, своего рода уникальную алунитовую провинцию.

Каолины часто сопровождают массивы вторичных кварцитов и относятся к гипергенноизмененным породам. Они слагают порой большие площади (Кошан-Соран, Таргыл и др.) и могут представить интерес для промышленности.

Пирофиллиты вторичных кварцитов Казахстана находят применение в керамической, огнеупорной, бумажной и других отраслях промышленности.

ФОРМАЦИЯ АПОГРАНИТОВ

Формация апогранитов (альбитизированных) установлена в Казахстане в самое последнее время.

В области ее выявления и развития много дали работы Р. В. Масгутова (1954), П. Г. Корейшо (1946), Д. Д. Пономарева, В. П. Зырянова (1963), Д. С. Кизевальтера, Р. Д. Гавриловой (1949—1950), А. А. Конюк (1953), В. А. Нарсеева, А. Н. Бугаец, А. В. Степанова, Э. А. Северова, С. В. Ефремовой и др.

В силу трудной диагностируемости в поле эти породы оставались не замеченными при геологических исследованиях и принимались за обычные гранитоидные породы.

Лишь только в последний период они были установлены однозначно и подверглись детальному изучению.

Наиболее интересные проявления их в виде более или менее значительных по величине массивов были установлены в ряде районов Восточного Казахстана (Чингиз, Северный Казахстан, Северо-Западное Прибалхашье и др.). В районе хр. Чингиз, по данным В. П. Зырянова (1964), широко представлены граниты, сиениты щелочного ряда, ассоциирующиеся с нормальными гранитами и имеющие активный контакт с породами верхнего палеозоя. Предположительно возраст их пермский и они сформировались в платформенных условиях. По этим щелочным породам широко проявлены калишпатизация и альбитизация. Благодаря интенсивной альбитизации субстрат претерпевает существенные изменения как в вещественном составе, так и во внешнем облике

(осветление). Для щелочных пород характерно широкое развитие в составе их щелочных минералов: рибекита, эгирина, что обуславливает появление рибекитовых, эгирин-рибекитовых разновидностей пород.

Другим типичным примером развития апогранитов может служить Северный Казахстан, где гранит-порфиры и пегматиты, представляющие жильные отщепления порфировидных гранитов (среднепалеозойских), претерпели интенсивную альбитизацию, которой сопутствовало редкометальное, а затем сульфидное (полиметаллическое, медное) оруденение. И, наконец, можно указать, что в Северо-Западном Прибалхашье и на Атасу-Жамшинском междуречье также отмечается альбитизация (вплоть до альбититов) рифейских и пермских гранитов. Она наиболее широко проявлена в пермских массивах Жаманкарабас и Шалтас. Шалтасские альбититы представляют собой хорошее керамическое сырье. По данным А. В. Авдеева (1965), в массиве Шалтас различаются неправильные по форме пятна альбититов, рассеянные по площади массива вблизи подводящих каналов, а также линейно-ориентированные зоны окварцевания и альбитизации, приуроченные к протяженным разрывам северо-западного простирания. Альбититы рассекаются поздними дайками порфиритов байназарского комплекса.

Таким образом, первичными породами апогранитов в условиях Казахстана были аляскитовые, лейкократовые, биотитовые и субщелочные граниты, щелочные сиениты, а также жильные гранит-порфиры и пегматиты.

Процесс метасоматоза выразился в ранней микроклинизации, альбитизации, частичном окварцевании и поздней микроклинизации.

Процессы постмагматической переработки имели главным образом аутометасоматический характер изменения исходных пород за счет поступления растворов из нижней части остывающих массивов. Метасоматоз осуществлялся инфильтрационно-диффузионным путем.

Альбитизация развивается по гранит-порфирам, пегматитам, сиенитам и другим, поэтому было бы правильнее приставку «апо» (происхожу) присоединять к названию любого типа исходных пород, называя метасоматиты апопсиенитами, апопегматитами, апогранит-порфирами и т. д., а не только апогранитами.

ФОРМАЦИИ ЛИСТВЕНИТОВ И СЕРПЕНТИНИТОВ

Эти формации пользуются значительным развитием в Казахстане, но изучены слабо и о них имеются лишь неполные сведения в работах по ультрабазитам и основным породам Казахстана (Н. П. Михайлов, И. И. Бок, И. Ф. Трусова, Г. Ф. Ляпичев, Т. Д. Срайылов, Е. А. Флеров, В. Н. Москалева, Д. В. Пономарев, Г. Рахметов, Х. Косубаев, В. С. Дмитриевский и др.).

Метасоматиты, генетически и пространственно тесно связанные с ультрабазитами и основными породами, в редких случаях специально рассматривались исследователями. Имеются работы по лиственитам Казахстана (Михайлов, Москалева, 1960), по проблеме лиственитов в целом у И. И. Бока (1956).

Возраст их весьма дискуссионный. Аутометасоматически измененные породы этой формации выражены серпентинитами, лиственитами, хлоритовыми, талько-карбонатными, кварцево-карбонатно-хлоритовыми и другими породами. С ними связаны определенные полезные ископае-

мые: медь, хромит, никель, золото, асбест, тальк и др. Иногда образуются серпентиниты и хризотил-асбесты по доломитовым известнякам в зоне контакта с кислыми интрузиями.

ФОРМАЦИЯ ПРОПИЛИТОВ

По формации пропилитов в Казахстане целенаправленных исследований не проводилось и в настоящее время обобщающих работ по ним нет. Отрывочная характеристика пропилитов имеется в производственных и научных отчетах, в которых их обычно описывают как хлоритизированные, эпидотизированные, альбитизированные, соссюритизированные (зеленокаменные), карбонатизированные породы и т. д.

ВВЕДЕНИЕ

Тектонике Центрального Казахстана посвящена обширная литература. Главнейшие работы, в которых рассматриваются вопросы общей структуры, тектонического развития и районирования этой территории, а также строение отдельных частей ее, принадлежат В. Ф. Беспалову (1936, 1954, 1964, 1968), А. А. Богданову (1948, 1954, 1959, 1965), Л. И. Боровикову и Б. И. Борсуку (1956, 1958, 1960, 1961), Р. А. Борукаеву (1955, 1966), Н. Г. Кассину (1931, 1934, 1937, 1941, 1952), П. Н. Кропоткину (1948, 1960), Н. Г. Марковой (1948, 1961, 1964), А. В. Пейве (1948, 1956), Б. А. Петрушевскому (1955), Н. С. Шатскому (1938, 1940, 1948, 1951), Е. Д. Шлыгину (1935, 1949, 1957), Е. Д. Шлыгину, А. Е. Шлыгину (1964) и др.

К концу 30-х годов почти для всех районов Центрального Казахстана были даны более или менее полные описания тектонического строения, основанные на материалах мелкомасштабного картирования, в большинстве своем оставшиеся неопубликованными. Они сведены Н. Г. Кассиным, Г. Е. Быковым, М. М. Васильевским, А. Е. Мастером, М. П. Русаковым, В. М. Сергиевским, Е. Д. Шлыгиным, И. С. Яговкиным. К этому времени были установлены основные особенности структурного плана Центрального Казахстана, характер и время проявления тектонических движений, создавших современную структуру этого региона, а также некоторые черты складчатых структур и роль дизъюнктивных нарушений в истории становления Казахской складчатой страны. Обобщая имевшиеся материалы, Н. Г. Кассин дал общую картину тектонической истории Центрального Казахстана и пришел к выводу о многоэтапности развития его и несовпадения каледонского и герцинского структурных планов. По его мнению, вся территория Центрального Казахстана в течение позднего докембрия и палеозоя представляла собой мозаику более или менее устойчивых блоков, разделенных геосинклинальными прогибами; от этапа к этапу изменялись тектонический режим этих глыб и план размещения прогибов, а следовательно, и структурный рисунок возникавших новых складчатых зон. Жесткие массивы предопределяли не только структурный план, но и характер дислокаций. Особенно значительные структурные изменения произошли на рубеже каледонской и герцинской складчатых эпох.

Н. С. Шатский, основываясь на результатах работ (1936—1938 гг.) руководимой им экспедиции ИГН АН СССР, пришел к совершенно противоположным выводам о строении и тектонической истории Центрального Казахстана (Шатский, 1938, 1940). Критикуя представления Н. Г. Кассина и доказывая унаследованность в развитии палеозойских структур Центрального Казахстана, он отрицал перестройку структурного плана и существование неглубоко залегающих жестких массивов, но подобно Н. Г. Кассину считал, что Центральный Казахстан в те-

чение всего палеозоя переживал геосинклиальный режим. Более поздние исследования подтвердили для отдельных регионов, но не для всей территории Центрального Казахстана как правоту многих положений Н. Г. Кассина, так и справедливость выводов Н. С. Шатского об отсутствии резкой грани между каледонским и герцинским циклами, а также унаследованности в развитии палеозойских структур.

В 40-х годах Д. Г. Сапожников (1948), Е. Д. Шлыгин (1949), П. Н. Кропоткин (1950) подтвердили вывод А. Д. Архангельского (1941) о каледонском возрасте стабилизации западной части Центрального Казахстана. П. Н. Кропоткин (1950) одним из первых предложил схему тектонического районирования Центрального Казахстана. Большинство из выделенных им крупных тектонических зон фигурируют в более поздних схемах районирования различных исследователей.

Наряду с уточнением и детализацией ранее намеченного структурного плана, детальным описанием отдельных складчатых структур и тектонических зон в последние годы была получена обширная информация по глубинному строению земной коры (Казанли, 1955; Моисеенко, 1957, 1969; Кронидов, Кумпан, 1960; Андреев, Бродовой и др., 1964, 1965, 1966 и др.), составу и строению геологических формаций, палеогеографии и палеотектонике, морфологии и условиям образования разнотипных складчатых структур (Зайцев, 1961; Трифонов, 1963 и др.), особенностям строения и формирования глубинных разломов (Суворов, 1968). Все это, наряду с успехами стратиграфии и магматической геологии, позволило более обоснованно осветить вопросы тектонического строения и истории развития структур Центрального Казахстана или его отдельных частей, тектонического районирования, а также закономерностей эволюции геосинклиналей.

На всех современных схемах районирования выделяются области каледонской и герцинской стабилизации, однако граница между ними проводится различно. Спорными также являются периодизация тектонического развития и характер сочленения этих областей. Сейчас, пожалуй, господствует мнение о тесной связи тех и других и постепенности перехода каледонид в герциниды. Переходные зоны одними исследователями считаются площадями неустойчивой каледонской консолидации (Е. Д. Шлыгин, А. Е. Шлыгин, 1964), другими — поздними каледонидами (Маркова, 1964), третьими относятся к герцинидам (Борукаев, Каюпов и др., 1965).

А. А. Богданов, одним из первых (1959, 1965 а, б) подробно рассмотревший районирование, особенности строения и развития области каледонской стабилизации Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня, зоной сочленения каледонид и герцинид считает девонский краевой вулканический пояс. Этот пояс, впервые выделенный А. А. Богдановым в качестве своеобразной пограничной тектонической структуры внутри палеозойд Центрального Казахстана, ширина которого достигает 150 км, фиксирует, по его мнению, зоны крупных разломов, разделявших каледонский консолидированный массив и Джунгаро-Алтайскую герцинскую геосинклиальную систему. Восточной границей каледонского массива в пределах Центрального Казахстана А. А. Богданов считает северное продолжение Центрально-Казахстанского разлома, относя, таким образом, Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий к герцинидам. Эта точка зрения разделяется не всеми геологами. Так, Б. И. Борсук (1960, 1963), Р. А. Борукаев (1961), Н. Г. Маркова (1964), Е. Д. и А. Е. Шлыгины (1964), С. М. Бандалетов (1969), И. Ф. Никитин, Н. А. Севрюгин (1965) и многие другие, основываясь на идентичности формационных особенностей палеозойского разреза Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория и других областей каледонид Централь-

ного Казахстана, а также отчетливо выраженном каледонском несогласии, считают, что собственно геосинклинальная стадия развития здесь закончилась к нижнему девону. Кислые же ниже-среднедевонские вулканы Юго-Западного Предчигизья считаются продолжением девонского краевого вулканического пояса (Н. Г. Маркова, Л. Г. Никитина, Н. В. Аксаментова). Приводимые отмеченными выше исследователями доказательства убеждают в принадлежности Чигиз-Тарбагатайского мегантиклинория к каледонскому массиву Центрального Казахстана. Каледонский возраст этого мегантиклинория принят и на Тектонической карте Евразии (1966).

Область герцинской стабилизации в целом совпадает с выделенной и описанной В. Ф. Беспаловым (1954) Джунгаро-Балхашской геологической провинцией. Наиболее подробное районирование большей части её, входящей в пределы описываемой площади, было дано на формационной основе Н. А. Афоничевым (1960); оно, с небольшими изменениями, принято и в настоящем томе.

Таким образом, наиболее крупными элементами палеозойской структуры Центрального Казахстана являются области каледонской и герцинской стабилизации. Последняя представляет собой крупный, по отношению просто устроенный мегасинклинорий. Он разделяет область каледонид на две неравные части. Восточная часть известна как Чигиз-Тарбагатайский мегантиклинорий; западная, в несколько раз большая часть, называется здесь Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системой. Пограничной зоной областей каледонской и герцинской консолидации, как уже отмечалось, служит девонский вулканический пояс. А. А. Богданов считает его герцинской тектоно-магматической структурой, наложенной на край каледонского массива. Ниже-среднедевонские вулканы здесь, по его мнению, отмечают начальную стадию жизни этой структуры. Характерно, что внешняя граница пояса совпадает с границей распространения силурийских морских зеленоцветных терригенных толщ, в формационном отношении мало чем или совсем не отличающихся от синхронных толщ герцинид (Бандалетов, 1969). В пределах пояса из-под силурийских отложений кое-где (Карагандинский синклинорий, Акчатауский антиклинорий) обнажаются верхнеордовикские морские кремнисто-терригенно-эффузивные образования, формационно отличные от синхронных осадочно-эффузивных толщ каледонид (И. Ф. Никитин). Таким образом, известная нам часть разреза зоны вулканического пояса образует такой формационный ряд: морская осадочно-эффузивная формация — граувакковая или флишoidная — наземные вулканогенные (вулканогенно-молассовые) формации. Прямых доказательств принадлежности этих формаций одному исторически связанному ряду нет, так же как нет таких доказательств принадлежности их разным тектоническим эпохам. По хронологическому объему он отличается как от известных в Центральном Казахстане каледонских, так и герцинских формационных рядов. В то же время его роднят и с теми и другими общие члены: с герцинскими — силурийская формация, с каледонскими — ниже-среднедевонская.

Область каледонской консолидации обособляется в Казахстанско-Тянь-Шаньский каледонский складчатый массив. А. А. Богданов (1959, 1965) и некоторые другие геологи рассматривают его вслед за А. Д. Архангельским как срединный эпикаледонский массив. На западе и севере в Тургайском проливе и в южной части Западной Сибири этот массив перекрыт платформенным чехлом, сложенным мезозоем и кайнозоем. Общей особенностью тектоники Казахстанско-Тянь-Шаньского массива является его двухъярусное строение. Каледонский складчатый фундамент, имеющий сложное строение, в пределах Улутау, Сарысу-Те-

низкого поднятия, северной части Джекказганской впадины характеризуется главным образом меридиональными простираниями складчатых структур. Только в ядре Кокчетавского антиклинория и на севере Тенизской впадины складки вытянуты в северо-восточном и широтном направлениях. Об ориентировке складок нижнего структурного комплекса под впадинами можно судить только по простираниям осей складок того же возраста на смежных поднятиях, а также по геофизическим данным. В строении каледонского фундамента также принимают участие карельский (?) и готский складчатые комплексы, приуроченные к ядрам наиболее крупных антиклинориев. В Ерементау-Бошекульской зоне простирание каледонских складок изменяется от меридионального до северо-восточного и даже почти широтного. Столь же изменчивы и простирания складок в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории, но генеральное направление их здесь северо-западное.

Герцинский складчатый комплекс отделен от фундамента региональным несогласием, четко выраженным в пределах всего Казахстанско-Тянь-Шаньского каледонского массива. Этот комплекс сложен средним и верхним палеозоем, образующим относительно простые складки — мульды, купола, глыбовые и редко линейные складки. Наиболее крупные синклинальные герцинские структуры — Тенизская, Джекказганская и Оленты-Шидертинская впадины; они представляют собой глубокие прогибы, заполненные верхнепалеозойскими континентальными толщами. Впадины по своему тектоническому положению и истории формирования являются типичными внутренними впадинами.

Крупными положительными герцинскими структурами являются Улутауская зона поднятий, Сарысу-Тенизское, Кокчетавское, Ерементау-Тарбагатайское поднятия. В пределах Улутауской зоны поднятий герцинские складки обладают меридиональными простираниями, унаследованными от древнего структурного плана каледонской и более древних эпох. Сарысу-Тенизское поднятие представляет собой зону глыбовых складок, вытягивающихся широкой полосой в северо-западном направлении. Ориентировка герцинских глыбовых дислокаций в западных частях Центрального Казахстана резко различна. В пределах Тенизской впадины пологие складки, образованные средним и верхним палеозоем, вытянуты в направлении, близком к меридиональному. По южной окраине Тенизской впадины, а также внутри Сарысу-Тенизского поднятия они обладают северо-западной ориентировкой. В южных частях Сарысу-Тенизского поднятия и в восточной половине Джекказганской впадины глыбовые складки становятся широтными, а затем приобретают юго-западную ориентировку. В западных частях Джекказганской впадины складки имеют долготное простирание и по своим направлениям совпадают со складками Улутауской зоны. В пределах Оленты-Шидертинской впадины и Ерементау-Тарбагатайского поднятия складки герцинского структурного комплекса имеют преимущественно северо-западное простирание; оно сохраняется и там, где каледонские структуры отличаются северо-восточными направлениями (Экибастузская мульда).

Платформенный чехол на Казахстанско-Тянь-Шаньском массиве главным образом приурочен к древним палеоген-неогеновым долинам и депрессиям, преимущественно неотектонического происхождения.

КОКЧЕТАВ-СЕВЕРО-ТЯНЬ-ШАНЬСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

Каледонские структуры в пределах Центрально-Казахстанской части Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системы образуют в целом несколько меридиональных складчатых зон (рис. 9).

ИШИМ-БАЙКОНУРСКАЯ ЗОНА

√ (6) Марьевский синклинорий протягивается в северо-восточном направлении более чем на 120 км вдоль р. Ишим. Ширина обнаженной части его не превышает 15—20 км. Большая часть синклинория перекрыта эпипалеозойским платформенным чехлом Тургайской синеклизы. По геофизическим данным, западная граница синклинория проходит на расстоянии около 50 км западнее русла р. Ишим. В пределах синклинория выделяется Стерлитамакская синклиналичная зона (Минервин, Несмеянов, 1966), приуроченная к юго-восточному крылу синклинория. Зона, расположенная к западу от Стерлитамакской синклиналичной зоны, сложена осадочными, вулканогенно-осадочными, в меньшей степени вулканогенными формациями верхнего кембрия, нижнего, среднего и верхнего ордовика. Для нее характерно отсутствие докарадокских образований. Каледонский складчатый комплекс представлен системой относительно простых линейных складок северо-восточного простирания с углами падения на крыльях 30—70°; местами складки запрокинуты на юго-восток. Для этой зоны характерна также резкая асимметрия строения, которая четко проявляется в общем наклоне зеркала складчатости в северо-западном направлении. На восточном крыле синклинория в зоне сочленения с докембрийскими структурами Кокчетавской глыбы и Григорьевской антиклинорной зоны, а также вдоль западной границы Стерлитамакской синклиналичной зоны проходит серия крупных, глубокого заложения разломов. Юго-восточные крылья каледонских складок краевой части синклинория обычно сорваны по крутопадающим продольным разрывам. Зоны разломов сопровождаются брекчированием, окварцеванием и дислокационным метаморфизмом; с ними связано внедрение позднеордовикских гранитоидов Баксинского массива, а также нескольких генераций малых интрузий среднего—основного состава. Важно отметить, что к этим зонам приурочены наложенные герцинские и раннемезозойские структуры: средне-верхнепалеозойские Афанасьевская, Ашанинская, Каркулдыкская грабен-синклинали и триасо-нижнеюрский Бурлукский грабен.

√ (7) Калмаккульский синклинорий. Этот синклинорий, ограничивая с юга Кокчетавскую глыбу, протягивается от р. Ишим на восток, примерно до меридиана р. Конур, более чем на 250 км. Ширина синклинория 60—80 км. Западное окончание скрыто под платформенным чехлом Тургайской впадины. Его южное крыло вскрыто лишь на западе, по границе с Джаркаинагацким антиклинорием, в то время как с юго-востока оно погружено под наложенные складки северного крыла Тенизской впадины. Северное и южное крылья синклинория сложены верхнедокембрийскими и условно кембрийскими (на востоке) вулканогенными, кремнистыми и терригенными толщами, а также главным образом кремнисто-терригенными формациями аренига-лландейло; внутренние части выполнены флишевыми и граувакковыми толщами карадока, а также локально развитыми верхнеордовикскими вулканогенными формациями.

Позднедокембрийские и нижнепалеозойские толщи смяты в довольно простые линейные складки, группирующиеся в антиклинальные и синклиналичные зоны шириной от 7 до 20 км и протяженностью 30—50 км. Углы падения крыльев складок различные (от 20 до 75°). Синклинали и антиклинали в свою очередь осложнены серией складок более высокого порядка. Простирания складок, определяя простирание синклинория, сменяются с северо-восточных (на западе) на широтные в его центральной части, и далее к востоку — на северо-западные. Широко

развиты мелкие и крупные разрывные нарушения, значительно осложняющие складчатую структуру.

Калмыккульский синклиниорий сочленяется с докембрийским ядром Кокчетавской глыбы и Григорьевской антиклинорной зоной по системе крупных разломов, заложившихся, по-видимому, в ордовике и проявлявшихся неоднократно, по крайней мере до раннего карбона включительно. К этой дугообразной зоне разрывов известной как Новокронштадтская зона (Бабичев, Богоявленская и др., 1968), приурочены интрузии нижнепалеозойских (?) ультрабазитов (Дубровский массив) и небольшие тела каледонских гранитов. Складки северного крыла синклинория, повторяя в целом простирания Новокронштадтской зоны, нередко срезаются ею, а на некоторых участках (р. Жиланды) сочленяются с ней под прямым углом.

Вдоль Новокронштадтской зоны располагается цепь небольших шовных синклиналей (Чистопольская, Якши-Янгизтаусская, Новокронштадтская, Дорогинская, Острогорская), сложенных эффузивными, пирокластическими и осадочными образованиями девона и лежащих резко несогласно на разновозрастных толщах каледонского складчатого комплекса. Синклинали имеют сложные очертания, обусловленные ограничивающими их разрывными нарушениями. В ядрах синклиналей девон залегает полого (углы падения 10—15°); на крыльях — значительно круче (до 60—70°).

С востока Калмыккульский синклиниорий ограничивается меридиональной Новочеркасской антиклинорной зоной, в строении которой принимают участие позднедокембрийские (в южной части — район Астраханка — Новочеркасское) и ордовикские образования. Существенная роль в каледонской структуре юго-восточной части Кокчетавского массива принадлежит Александровско-Дороговскому шву (Кизевальтер, Муратов, 1959), южное продолжение которого является границей между Калмыккульским синклинорием и Новочеркасской антиклинорной зоной. С ним связаны резкие изменения простираний складчатых структур докембрия, кембрия (?) и ордовика от широтных до меридиональных, проявления ордовикского вулканизма, интенсивные зоны брекчирования, катаклаза и гидротермальной переработки.

Григорьевская антиклинорная зона, разделяющая Калмыккульский и Марьевский синклинории, намечается по разобщенным блокам позднедокембрийских и нижне-среднеордовикских вулканогенных и кремнисто-терригенных образований. В целом отмечается погружение шарнира данной структуры в юг-юго-западном направлении. Характер складчатых форм идентичен окружающим синклинориям. Значительная часть антиклинорной зоны маскируется крупной (до 80 км длиной) наложенной Новомихайловской грабен-синклиналью, выполненной средним и верхним палеозоем. С разрывами связаны развитые по периферии этой грабен-синклинали среднепалеозойские (ранний девон?) интрузии ишимского интрузивного комплекса и среднедевонские аляскитовые интрузии орлиногорского комплекса.

Джаркаинагачский антиклинорий расположен в излучине р. Ишим и имеет протяженность около 120 км. С юго-востока антиклинорий перекрыт герцинским дислоцированным чехлом северо-западного крыла Тенизской впадины, с запада — эпипалеозойскими платформенными образованиями. В строении антиклинория участвуют зелено-каменные, углито-кремнистые, вулканогенно-кремнистые и флишoidalно-молассовые формации верхнего докембрия, нижнего и среднего ордовика. К сводовым частям антиклинория приурочены интрузии позднеордовикских гранитоидов Державинского и Сандыктасского массивов. Характерной чертой тектоники является складчато-глыбовый характер

строения антиклинория, проявляющийся в сочетании узких линейных складок с системой протяженных продольных разрывов. Антиклинальные и синклиналильные складки, шириной от нескольких десятков до сотен метров, группируются по простираанию антиклинория в Шулаксандыкскую и Шинсайскую антиклинальные и разделяющую их Тасуткуль-Аккайрактинскую синклиналинную зоны.

У Байконурский синклинорий заполнен протяженными линейными складками, образованными в течение каледонского тектонического этапа. Они сложены нижним палеозоем, а на восточном крыле — также и верхним докембрием. Размеры складок различны — от десятков километров до первых сотен метров. Наиболее сложная, обычно дисгармоничная складчатость характерна для кембрийских и позднедокембрийских толщ углисто-кремнистых и глинисто-кремнистых сланцев. Крылья складок часто осложнены крупными продольными разрывами с амплитудой перемещения 1000—2000 м, имеющими характер взбросов и крутых надвигов. Разрывы и складки в большинстве случаев запрокинуты к западу. В зоне сочленения Байконурского синклинория с Майтубинским антиклинорием находятся протяженные конседиментационные разломы (Жалтаусский и др.), разделявшие меридиональные блоки, характеризовавшиеся различными мощностями и фациями позднего докембрия и раннего палеозоя. Зона сочленения этих крупных структур характеризуется наиболее сложной складчатостью и приуроченностью к ней трещинных интрузий позднепротерозойского актасского комплекса и сравнительно небольших позднеордовикских послескладчатых интрузий. В южной части Улутау каледонские складки и разрывы под углом в 30—40° срезают складчатую докембрийскую структуру Майтубинского антиклинория.

Можно предполагать, что складкообразование и формирование структуры Байконурского синклинория произошло в конце ордовика и завершилось внедрением массивов гранодиоритов и диоритов, являющихся возрастными аналогами крыккудукского комплекса Северного Казахстана. Позднеордовикские интрузии то согласно вписываются в крупные складки (Сабасалды-Тургайский, Майтубинский массивы), то имеют резко дискордантные секущие контакты.

УЛУТАУ-КОКЧЕТАВСКАЯ ЗОНА

У (1) Кокчетавский и Шатский антиклинории в литературе известны более под названием Кокчетавской глыбы или массива. Эта глыба ограничена со всех сторон разрывными нарушениями, получившими свое оформление преимущественно в каледонское время. Она обрамлена с запада Марьевским, с севера Макушинским, с северо-востока — Петропавловским, а с юга и востока соответственно Калмыккульским и Степнякским синклиноориями. Глыба сложена главным образом весьма сложно дислоцированными доверхнерифейскими метаморфическими образованиями зерендинской и боровской серий. Они перекрыты байкальским (верхнерифейско-вендским) структурным комплексом. В ряде пунктов установлены резко наложенные структуры позднекаледонского и герцинского структурных комплексов. По геофизическим данным, Кокчетавская глыба имеет в плане сложную, приближающуюся к изометричной, конфигурацию с размерами: по широте 250—340 км, по меридиану 180—200 км. Устанавливается блоковое строение глыбы, причем к осевым зонам выделенных блоков приурочиваются крупные гранитоидные массивы. Анализ регионального гравиметрического поля показывает, что крупные структурные элементы в районе Кокчетавской

глыбы (антиклинории и синклинории) чаще имеют обратное соотношение со знаком региональных гравитационных аномалий.

К северу от Кокчетавской глыбы на закрытой территории, по геофизическим данным, были выделены (Иванов и др., 1966) две структуры — Петропавловский и Макушинский синклинории. Петропавловский синклинорий представляет собой структуру северо-западного простирания длиной около 300 км при ширине порядка 100—150 км. Наличие в пределах синклинория пород нижнего палеозоя доказано несколькими буровыми скважинами, пробуренными к востоку от г. Петропавловска и в районе г. Красноармейска и пос. Смирновского, которыми на глубине порядка 600—800 м были вскрыты сланцы, песчаники и основные эффузивы нижнего палеозоя. Макушинский синклинорий длиной около 240 км и шириной до 60—70 км имеет северо-восточное простирание. В осевых частях Петропавловского и Макушинского синклинориев располагаются синклиналильные структуры второго порядка, которые отмечаются локальными понижениями гравитационного и магнитного полей и относятся, по-видимому, к наложенным мульдам, выполненным осадочными образованиями девона и карбона, которые в Булаевской мульде вскрыты буровой скважиной.

По геологическим и геофизическим данным, Кокчетавскую глыбу можно расчленить на четыре структурных блока: Заградовский, Шатский, Боровской и Зерендинский.

Заградовский блок в большей своей части погребен под образованиями платформенного чехла. Его южной границей, вероятно, является Кокчетав-Атансорский разлом, который на глыбе имеет простирание, близкое к широтному; он контролирует размещение щелочно-ультраосновных интрузий Красномайского пояса, с ним же территориально совпадает полоса ордовикских наложенных на допалеозой структур. Восточная граница блока определяется по выходам среднего ордовика, слагающего здесь северо-западное окончание Степнякского синклинория и Азатский прогиб. В пределах Заградовского блока (антиклинория), по данным геофизики (Ю. А. Анашин, О. Д. Иванов), устанавливается ряд расходящихся веером складчатых структур северо-восточного простирания, сложенных допалеозойскими образованиями зерендинской и боровской серий. У южной границы блока эти структуры постепенно принимают широтное направление (Заградовская антиклинальная зона). Западнее и северо-западнее расположен ряд линейных структур северо-восточного простирания: Жаркенская синклиналь, Явленская и Дмитриевская антиклинали. Палеозойские гранитоидные плутоны здесь резко дискордантны к плану допалеозойских структур.

Зерендинский блок более чем наполовину занят одноименным гранитоидным плутоном. Восточная его граница с Боровским блоком является тектонической и привлекала внимание исследователей из-за торцового сочленения допалеозойских структур северо-западного (Зерендинский блок-антиклинорий) и северо-восточного простираний (Боровской блок). Она устанавливается также по выходам ордовикских пород. Раннедокембрийские образования Зерендинского блока (зерендинская серия), представленные мощными (до 9 км) геосинклиналильными толщами осадочных и эффузивных пород, подвергшихся региональному метаморфизму высоких ступеней метаморфизма, образуют наиболее древний структурный комплекс. На нем резко несогласно залегает следующий структурный комплекс, представленный отложениями боровской серии, измененных в пределах амфиболитовой фации метаморфизма. Они образуют сравнительно узкие наложенные структуры, как правило, ограниченные разрывами. Отложения боровской серии по своему формационному типу принимаются за орогенные образования.

Выше боровской серии с большим азимутальным и угловым несогласием залегают породы кокчетавской серии.

Основными формами структур зерендинской серии являются линейные и купольные. Последние развиты по участкам интенсивно проявленной более поздней гранитизации. Купольные структуры обычно сложены гнейсами. Породам раннего докембрия, особенно гнейсам и сланцам, свойственна плейчатость, являющаяся результатом движения в условиях пластичности, дающая начало сериям мелких дисгармоничных и веерообразных складок. Очень характерны явления будинажа, особенно для эклогитов, образующих будины среди сложно дислоцированных слюдяных сланцев. К купольным структурам приурочены плутоны каледонских гранитоидов. Однако присутствие внутри интрузивов ксенолитов, не подвергшихся метасоматозу, явные рвущие контакты и ряд других признаков не позволяют ставить эти структуры в ряд гранитизированных куполов. Линейные структуры зерендинской серии наиболее отчетливо выражены и изучены О. М. Резеном в северном обрамлении Зерендинского гранитного плутона. Здесь они образуют ряд структур северо-западного простирания. Углы падения колеблются в пределах от вертикальных на крыльях складок до $30\text{--}40^\circ$ в сводовых частях, с интенсивно проявленным нырянием складок по простиранию. Породы зерендинской серии слагают Золотоношенский, Арык-Балыкский, Жолдыбайский, Троицкий, Павловский антиклинории широтного простирания. Значительные по диаметру овальные в плане поля выходов пород кокчетавской серии, оконтуривающие ядра более древних пород и образующие огромные купольные структуры, как будто указывают на очень небольшие углы падения крыльев структур. С другой же стороны породы иногда сильно дислоцированы. Верхнерифейские и вендские отложения образуют наложенные грабенообразные структуры; пространственно они связаны со структурами, сложенными ордовикскими отложениями (грабенообразная структура, совпадающая с течением р. Шарык между пос. Рузаевка и Володаровка).

Боровской блок Кокчетавской глыбы характеризуется северо-восточными простираниями складчатых структур, нарушенных многочисленными разрывами. В большей своей части этот блок сложен линейными структурами преимущественно зерендинской серии. К западу от оз. Щучье он усложнен Златопольским гранитным гнейсовым куполом, на северо-востоке — полукупольной Боровской структурой. Последняя отчетливо оконтуривается полувенцом кварцитов кокчетавской серии, что указывает на рост купола в послекокчетавское время, завершившееся внедрением уже в палеозойское время Боровского интрузива. На границе со Степнякским синклинием выделяются Берлыкская, Колокоровская, Жинсайская, Кумдыкульская антиклинали и Илектинская, Вороновская, Золотоборская синклинали. Оси тех и других ориентированы в самых различных направлениях, но чаще в северо-западном, северо-восточном и широтном. Антиклинальные структуры характеризуются отношением поперечников $2 : 1$ ($20\text{--}50$ и $7\text{--}28$ км), а синклинальные $3 : 1$ (до 90×30 км). Шарниры складок наклонены под углом $10\text{--}30^\circ$. Ядра синклиналей нередко сложены отложениями верхов рифея-венда, лежащих на подстилающих породах с резким структурным несогласием. Синклинали отличаются в общем не очень крутыми углами падения пород на крыльях, обычно колеблющимися в пределах $45\text{--}70^\circ$; реже наблюдаются более пологие ($20\text{--}30^\circ$) и еще реже более крутые ($80\text{--}85^\circ$).

Шатский блок представляется в виде антиклинория, осевая часть которого сложена фрагментами толщ зерендинской серии, в значительной мере уничтоженных гранитными интрузиями. Южная граница его

со Степнякским синклиниорием проходит по крупному разрыву, к которому приурочен пояс ультраосновных интрузий. Особенности складчатых структур этого антиклинория не изучены.

На описанных структурах древнего складчатого комплекса Кокчетавской глыбы с резко иным тектоническим планом залегают каледонские структуры, сложенные среднеордовикскими отложениями степнякской свиты. Последние образуют относительно мелкие (9—4×1—2 км) часто брахиформные синклинали, имеющие довольно простое строение. Наиболее крупные из них Даулетская, Кылшактинская, Ортобинская, Солдаткольская и другие имеют широтное и субширотное простирание осей. Такой же характер имеют и наложенные складки, выполненные конгломератами и песчаниками верхнего ордовика — Жамантузская, Балыктинская и Майнакская синклинали. Для них характерны субширотные и юго-западные простирания осей и брахиформная или же челночная форма. Размеры их 16—18 по длине и 3—6 км по ширине; углы падения крыльев колеблются от 30—40 до 65°.

Майтjубинский антиклинорий образован докембрийским складчатым комплексом, структура которого была сформирована на рубеже около 1000 млн. лет. В западном крыле антиклинория развиты также каледонские складки, образованные как нижним палеозоем, так и древними позднепротерозойскими толщами (включая коксуйскую и кокчетавскую серии), вовлеченными в каледонскую складчатость. Для осевой зоны антиклинория характерно преимущественно север-северо-западное простирание складок, обычно крупных и сравнительно простых.

Преобладают простые линейные складки и брахискладки длиной 20—30 км и шириной 6—10 км. Редки более крупные складки. Углы падения на крыльях таких складок часто пологи (10—30°), но вблизи разрывов становятся крутыми (вплоть до запрокидывания). Замыкания складок четко вырисовываются по отдельным маркирующим горизонтам характеризуются постепенными дугообразными изменениями простираний и пологими падениями слоев (5—20°). Мелкая складчатость дисгармонична и развита в отдельных горизонтах. Она обладает типичными чертами складчатости течения. Для центральных частей Майтjубинского антиклинория характерно совпадение сланцеватости с первичными трещинами напластования. Восточное крыло антиклинория, осложненное большим количеством продольных меридиональных разрывов, отличается линейными протяженными складками разных размеров, несовпадением слоистости и крутопадающей сланцеватости. Наиболее сложно построены участки крыла, прилегающие к Карсакпайскому разлому. В центральных частях антиклинория установлены древние системы разрывов типа сбросо-сдвигов северо-западного и северо-восточного простираний. Первые из них обладают левосдвиговой, вторые — правосдвиговой составляющими. Амплитуды горизонтальных смещений измеряются 2—5 км. К осевой зоне Майтjубинского антиклинория приурочены массивы гранито-гнейсов, вытягивающиеся в виде полосы шириной 8—10 км на расстоянии около 60 км, массивы гранитоидов жаункарского комплекса, Карсакпайский сиенитовый массив и массивы ордовикских диоритов и гранодиоритов.

Карсакпайский синклиниорий является в Улутау наиболее протяженной складчатой структурой, прослеживаясь в ядрах Карсакпайского и Арганатинского поднятий на 350 км. По геофизическим данным (магнито- и гравиметрии), Карсакпайский синклиниорий прослежен на расстояние до 100 км к югу от р. Белеуты под покровом среднего и верхнего палеозоя Джекказганской впадины. Ширина синклинория измеряется 10—20 км. Синклиниорий выполнен карсакпайской железорудной се-

рией и лишь в Южном Улутау в его строении принимает участие белеутинская серия верхнего докембрия. На всем своем протяжении Карсакапайский синклиниорий характеризуется очень сложной часто изоклиальной мелкой складчатостью, опрокидыванием складок в восточном направлении. С запада синклиниорий ограничен крупным Карсакапайским разломом, для которого, по геофизическим данным, устанавливается восточное падение под углами $50-70^\circ$ и надвигание на находящийся западнее Майтубинский антиклиниорий.

Улутавский антиклиниорий прослеживается на 250 км по выходам наиболее древних толщ в ядрах герцинских Арганатинского поднятия, Улутавского и Эскулинского куполов, в восточной части Карсакапайского выступа докембрия. На правом берегу р. Ащи-Тасты в окрестностях пос. Аркалык устанавливается северное периклинальное замыкание антиклинория. Южнее сопок Эскулы антиклинорий скрывается под покровом среднего и верхнего палеозоя, уходя под Джеккаганскую наложенную впадину. Протяженным Восточно-Улутавским глубинным разломом Улутавский антиклиниорий отделен от находящегося восточнее Арганатинско-Кипшакского синклинория. Западное крыло антиклинория также осложнено подобным крупным разломом — Западно-Улутавским. Для Улутавского антиклинория характерны сравнительно крупные складки ширина которых в ряде случаев измеряется 10—12 км, а длина 40—50 км (северное погружение антиклинория, верховья р. Балажесды). Обычно же встречаются складки меньших размеров (ширина 1—2 км, длина 10—20 км), типична дисгармоничная мелкая складчатость и плоччатость. В ядре Эскулинского купола к осевой части Улутавского антиклинория приурочен сравнительно небольшой (15×5 км) сложно построенный грабен, заполненный ордовикскими, возможно, позднедокембрийскими толщами. Прорванный интрузиями ордовикских гипербазитов и гранитоидов каледонский складчатый комплекс отличается здесь очень сложной складчатой и разрывной тектоникой. Массивы гранито-гнейсов находятся преимущественно в осевой части Улутавского антиклинория.

К ограничивающим антиклинорий глубинным разломам приурочены Западно-Улутавский и Восточно-Улутавский змеевиковые пояса (Зайцев, 1957), образованные многочисленными массивами ордовикских гипербазитов, часть из которых устанавливается на глубине по магнитно- и гравиметрическим данным. Часть мелких массивов приурочена к разрывам северо-западного простирания, диагональным к простиранию антиклинория. Наиболее крупные массивы — Шайтантасский, а также большой массив, находящийся, по данным геофизики, на глубине к северо-западу от Джеккагана, — приурочены к узлам сопряжения Восточно-Улутавского разлома с диагональными разрывами северо-западного простирания.

Арганатинско-Кипшакский синклиниорий выполнен аралбайской серией, перекрытой в верховьях р. Кипшак вероятными аналогами акбулакской серии верхнего докембрия. Наиболее сложным строением он отличается в горах Жаксы-Арганаты в зоне Восточно-Улутавского разлома. Для этого участка характерны узкие линейные складки, протяженные меридиональные разрывы, многочисленные тела рассланцованных габбро. Ширина этой зоны составляет более 10—15 км, восточнее складки становятся относительно простыми и крупными. Складчатая структура здесь в большинстве участков «съедена» ордовикскими интрузивными массивами.

В современной структуре Центрального Казахстана докембрийские и каледонские складчатые комплексы Майтубинского и Улутавского антиклинориев, Карсакапайского и Байконурского синклинориев выступают

в ядрах герцинских поднятий. Эти выступы фундамента обособляются в Улутаускую зону поднятий. На севере зона Улутавских поднятий расчленена глыбовыми складками, находящимися на простирании подобных складок Сарысу-Тенизского поднятия, а на западе скрыта под платформенным чехлом Тургайской синеклизы. Восточная граница Улутауской зоны отвечает торцовому сочленению меридиональных складок Улутау с широтными глыбовыми дислокациями Сарысу-Тенизского поднятия. На юге складчатые сооружения Улутауской зоны погружаются под верхнепалеозойскую Джекказганскую наложенную впадину.

В Улутауской зоне поднятий герцинские складки параллельны докембрийским и каледонским структурам, которые выступают на девонскую поверхность в ядрах Карсакпайского и Арганатинского поднятий, Улутауского и Эскулинского куполов. Поднятия осложнены небольшими наложенными мульдами, образованными породами девонской и реже каменноугольной систем. Карсакпайское — обнаруживает северо-западную ориентировку и вместе с находящимися на его простирании Улутауским и Эскулинским куполами располагается кулисообразно по отношению к Карсакпайскому. Герцинский структурный комплекс обладает наиболее пологими залеганиями слоев ($5-10^\circ$) в наложенных мульдах, располагающихся в центральных частях, а в ряде случаев на крыльях Арганатинского и Карсакпайского поднятий. Значительно большая дислоцированность отмечается вблизи ограничивающих поднятие разрывов или крутых флексур. Область герцинских складок, находящаяся между Арганатинским и Карсакпайским поднятиями, распадается на несколько долготных узких (до 10 км) поясов. Отчетливо выделяются два пояса линейных складок — Кыштакско-Сарытургайский и Байтелеу-Джездинский. Восточнее Улутауского и Эскулинского куполов находится подобный Жиландинско-Джекказганский пояс линейных складок. Эти пояса разделены полосами глыбовых брахискладок. Линейные складки перечисленных поясов отличаются большей степенью сжатия по сравнению с разделяющими их брахискладками. Для них характерны углы падения в $50-60^\circ$ и осложнения в виде мелкой часто дисгармоничной складчатости. Пояса ограничены с запада крупными меридиональными разрывами. Мелкие складки наклонены к востоку в связи с некоторым надвиганием блоков фундамента по этим разрывам, имеющим характер взбросов (углы падения сместителей — от вертикальных до $50-70^\circ$). С Западно-Улутауским разломом связано положение Байтелеу-Джездинского пояса линейных складок, с Восточно-Улутауским — Жиландинско-Джекказганского.

Брахискладки имеют различные размеры. Наиболее крупная из них — Эскулинский купол имеет размеры 15×20 км, обычно же встречаются брахискладки меньших размеров ($5-10$ на $8-10$ км). Часто они имеют характер коробчатых. Наложённые мульды, известные на Карсакпайском и Арганатинском поднятиях, обладая сокращенным разрезом среднего палеозоя, отличаются относительно пологими залеганиями слоев на крыльях (до $5-10^\circ$), простым строением, усложняющимся лишь вблизи продольных разрывов.

Сложная приразрывная и мелкая дисгармоничная складчатость чаще всего встречается в породах нижнего карбона, причем наиболее отчетливо дисгармония проявляется обычно в ядрах антиклинальных линейных складок первого порядка. Крупные линейные герцинские синклинали, осложненные мелкой складчатостью, приурочены к узким зонам параллельных разрывов, пересекающим фундамент Карсакпайского и Арганатинского поднятий. Для первого из них характерны синклинали и грабен-синклинали, возникновение которых несомненно связано с пе-

ремещениями меридиональных блоков фундамента по разрывам. В северной части Арганатинского поднятия находится узкая Каиндинская грабен-синклиналь северо-западного простирания, являющаяся продолжением подобных складок Сарысу-Тенизской зоны. Таким образом, герцинские складки Улутавской зоны являются глыбовыми или связаны с узкими поясами приразрывных деформаций, возникающих при разнонаправленных движениях блоков фундамента вследствие надвигания поднятых блоков на опускающиеся.

Разрывные нарушения в своем большинстве принадлежат сбросам и взбросам, имеющим в отдельных случаях относительно пологое положение сместителей. По большинству древних разрывов, преимущественно меридиональных, заложенных в докембрийские и каледонские эпохи, в герцинском этапе происходили унаследованные движения. По северному склону Карсакпайского поднятия и на крыльях Эскулинского купола установлены широтные и северо-западные разрывы типа сбросов, движения по которым происходили в девоне. Эти разрывы ограничивали средне-верхнедевонский Шагырлинский прогиб с юга. За небольшим исключением, движения по широтным разрывам в более позднее время не проявлялись.

Жуантюбинский антиклинорий находится в Центральной Бетпак-Дале. Он устанавливается по выходам докембрия (вероятных аналогов карсакпайской серии) непосредственно юго-западнее Джиллаир-Наймандского каледонского синклинория. Граница между названными складчатыми сооружениями проходит по системе протяженных разломов северо-западного простирания. Амплитуда вертикальных смещений по этим разрывам составляет более 3—4 км.

Юго-западное крыло антиклинория также ограничено продольными разрывами северо-западного простирания и скрывается под полого залегающими толщами герцинского дислоцированного чехла Джекказганской позднепалеозойской впадины. В юго-восточной части антиклинорий в значительной мере перекрыт наложенными мульдами, выполненными средним и отчасти верхним палеозоем, а также кайнозойскими платформенными образованиями. Его юго-восточное замыкание намечается в крайних северных частях Чуйской глыбы, расположенной главным образом уже южнее за пределами рассматриваемой территории.

На участке к западу и северо-западу от гряды Акбастау в пределах Чуйской глыбы устанавливается широкий и плавный разворот простираний в толщах кварцитов, кварцитовых и кварцево-сланцевых сланцев, принадлежащих, вероятно, к среднему и верхнему протерозою. На периклинальном замыкании, прослеживаемом примерно на 35—40 км древние толщи имеют сравнительно пологое (15—35°) залегание и устойчивое падение слоев к юго-востоку и к югу.

Ядро Жуантюбинского антиклинория отделено от его переклиналиного замыкания, как уже упоминалось, наложенными мульдами, образованными средним и верхним палеозоем. Выходы докембрия в ядре Жуантюбинского антиклинория прослеживаются с юго-востока на северо-запад на 60—70 км, а ширина антиклинория измеряется 20—25 км. Общая же видимая протяженность антиклинория, включая его периклинальное замыкание в северных частях Чуйской глыбы (до гряды Акбастау), до 110—120 км. С юга периклиналь антиклинория обрезана широтным Арысским разломом.

Внутренняя структура ядра Жуантюбинского антиклинория изучена пока лишь в самых общих чертах. В его пределах на участке вблизи меридиональной дороги, соединяющей метеостанцию Бетпак-Дала с рудником Каражал, устанавливается ряд складок северо-западного прости-

рания, сложенных породами карсакпайской серии нижнего протерозоя. Ширина этих складок от 1—2 до 6—8 км. В центральных частях ядра антиклинория складки сложены толщей порфиритоидов и зеленых сланцев, принадлежащих, по-видимому, низам разреза карсакпайской серии. На крыльях складок углы падения обычно составляют 40—50°, на замыканиях уменьшаются до 10—20°. Наиболее интенсивная мелкая складчатость, имеющая характер дисгармоничной, проявлена в сланцево-кварцитовых пачках, разделяющих толщи порфиритоидов. Размер мелких дисгармоничных складок самый различный — встречаются складки шириной 50—100 м и тут же широко распространены мелкие складчатые деформации типа складок течения (шириной 10—30 см) и плейчатысти. Наиболее четко мелкая складчатость устанавливается по пластам железистых кварцитов. Их многократная повторяемость на отдельных участках (например, участок гряды Жуантюбе) определяется приуроченностью одного пласта железистых кварцитов мощностью 6—8 м к крыльям и ядрам рядом расположенных параллельных складок. Наиболее сложная мелкая складчатость, сопровождаемая обычно наложенной сланцеватостью, отмечается вдоль крупных продольных разрывных нарушений северо-западного направления, параллельных системе Джалаиро-Найманских разломов.

СТЕПНЯК-БЕТПАК-ДАЛИНСКАЯ ЗОНА

Степнякский синклинорий представляет собой сложное позднекаледонское складчатое сооружение, имеющее неправильные в плане очертания. Он сложен относительно слабометаморфизованными отложениями главным образом среднего и верхнего ордовика. В синклинории различаются несколько синклинальных и антиклинальных зон, в строении которых участвуют более простые синклинальные и антиклинальные складки.

Атансорская синклинальная зона занимает осевое положение в Степнякском синклинории и прослеживается из района восточнее оз. Итемген на север к оз. Атансор, далее, изгибаясь на северо-запад, протягивается в район оз. Майлисор, где происходит ее виргация на Майлисорскую и Базарбайскую синклинальные зоны. Ширина ее в среднем около 25 км, длина около 120 км. В строении Атансорской синклинальной зоны участвуют ряд складок: Шиликбайская, Жуантюбинская, Жулубайская, Таскудукская, Кенешинская синклинали и Тастыкольская антиклиналь. Эти складки имеют субмеридиональное простирание осей и брахиформный характер. Размеры складок имеют длину от 12 до 25 км и ширину от 6—8 до 14 км. Сложены они главным образом породами лидиевской свиты; в ядрах их обнажены образования майлисорской и реже коксорской свит. Углы падения пород колеблются от 35 до 60° и только вблизи разрывов и у контактов с гранитоидными plutонами увеличиваются до 70—80°; изредка наблюдается опрокинутое залегание пластов. Майлисорская синклинальная зона является восточной виргационной ветвью Атансорской. Зона от оз. Майлисор прослеживается в меридиональном направлении, а затем на широте оз. Коксор меняет направление на северо-восточное и протягивается в район к северу от пос. Айсоры. Зона в осевой части сложена породами майлисорской и коксорской, а на крыльях лидиевской свит. Длина зоны около 100, ширина 7—15 км. В Майлисорской синклинальной зоне выделяются Майлисорская, Заозерная синклинали, группа Коксорских куполо- и чашевидных брахиформных складок и Зиратская синклиналь. Размеры складок (кроме Коксорских) колеблются от 8 до 16 км по длине и от 4 до 2—2,5 км по ширине. Для складок Майлисорской синклинальной

зоны характерны крутые углы падения пород, обычно достигающие 80—85°.

Базарбайская синклиналиальная зона прослеживается на северо-запад от оз. Майлисор до оз. Кошубайшолкар, а затем в широтном направлении к оз. Улькенсор, на протяжении свыше 76 км. Ширина ее достигает 14—15 км. Наиболее крупными структурами являются Жанааульская (34×6—8 км) и Оразсорская (40×8 км) синклинали. Первая сложена лидиевской и в ядре майлисорской свитами. Оразсорская синклиналиальная сложена бекенской и базарбайской свитами сагской серии. В восточной части этой синклинали в ее ядре развиты породы альшимбайской и лидиевской свит, слагающие мелкие синклиналиальные складки второго по отношению к этой структуре порядка. Для пластов, слагающих синклиналиальные складки, характерно крутое, обычно 75—80°, залегание и только мелкие складки в ядре Оразсорской синклинали имеют на крыльях углы падения от 35 до 55°.

Кожажельдинская синклиналиальная зона является виргационной ветвью Атансорской. Протягивается она от оз. Атансор на север по направлению к оз. Коксенгирсор, южнее которого перекрывается наложенными структурами Коксенгирсорской каменноугольной синклинали. Видимая часть зоны имеет длину 30 км и ширину около 10—15 км. В пределах зоны различаются Алабаскольская антиклиналиальная, Южноаятасская, Маятасская и Кожажельдинская синклинали. Складки сложены в ядрах коксорской свитой, а на крыльях — майлисорской и лидиевской свитами. Длина складок колеблется от 10 до 50 км, ширина от 3 до 5 км. Углы падения пород на крыльях достигают 50—60°, вблизи разломов увеличиваясь до 70—80°.

Байлюстинская синклиналиальная зона протягивается из района рудника Аксу на север в субмеридиональном направлении на 100 км, где перекрывается Естаулетовской каменноугольной синклиналиальной. Породы лидиевской и отчасти майлисорской свит выполняют осевую часть зоны. Ширина зоны колеблется от 7 до 15 км.

Аналогичная описанным, но меньшая по размерам, Шушкалинская синклиналиальная зона северо-западного протяжения выделяется в районе озер Шушкалы-Итеймень. Сложена она породами главным образом, лидиевской и майлисорской свит и за счет ундуляции шарнира состоит из нескольких относительно просто построенных синклиналиальных складок, разделенных слабовыраженными, обычно широкими антиклиналиальными перегибами. Различаются Шушкалинская, Ушбулакская, Дологайская синклинали длиной 12—18 км и шириной до 12 км. Общая длина Шушкалинской зоны около 45 км при ширине до 12—15 км.

Менее отчетливо намечается Казгородская синклиналиальная зона, разделяющая Кокчетавскую глыбу и Мамайский антиклинорий, построенная из пород степнякской свиты.

Антиклиналиальные зоны отличаются приуроченностью к их осевым частям гранитоидных массивов крыккудукского комплекса. В строении антиклиналиальных зон принимают участие главным образом вулканогенные породы сагской серии, а в ядрах некоторых антиклиналиальных выходят терригенные комплексы уштаганской (на востоке) и степнякской (на западе) свит. В связи с преимущественно вулканогенным составом толщ, слагающих антиклиналиальные зоны, и большим количеством интрузивов, особенности строения их, за редким исключением, остаются неизвестными. На востоке Степнякского синклинория, отделяя Байлюстинскую синклиналиальную зону от Атансорской, а затем от Кожажельдинской, выделяется меридионально вытянутая Крыккудук-Аккудукская антиклиналиальная зона протяженностью свыше 160 км при ширине 14—20 км. Крыккудукский и Аккудукский гранитоидные массивы вытянуты почти

по всей длине ее. Эта антиклинальная зона сложена на крыльях породами сагской серии, а к ядрам ее, как уже отмечалось, приурочены крупные плутоны, в провесах кровли которых наблюдаются породы уштаганской свиты.

Мамайский антиклинорий является, вероятно, виргационной ветвью Крыккудук-Аккудукской зоны — структуры первого порядка.

Итейменская антиклинальная зона также представляет виргацию Крыккудук-Аккудукской. Итейменская зона разделяет Шущкалинскую и Атансорскую синклиналильные зоны. Сложена она вулканитами сагской серии; в пределах ее также широко развиты интрузивы крыккудукского комплекса (Яблоново-Итейменский массив). Судя по размещению гранитоидов, Итейменская антиклинальная зона, протягиваясь в северо-западном направлении на 55—60 км, причленяется к северному окончанию Мамайского антиклинория. Структурой, разделяющей Атансорскую, а на севере Майлисорскую синклиналильные зоны от Кожагельдинской, является Северо-Атансорская антиклинальная зона. Она протягивается на север от оз. Атансор в меридиональном направлении на 14 км, а затем скрывается под наложенной Коксенгирской каменноугольной мульдой, и по-видимому, вновь появляется севернее последней в районе сопки Косат. В южном отрезке зоны к ней приурочен Северо-Атансорский интрузивный массив, а в северном — Косатский. На западе Степнякского синклинория крупная Степнякская антиклиналь узкая (6 км) линейная складка общей протяженностью около 30 км, сложенная породами степнякской, а на крыльях суалминской свит, — погружается на север, где постепенно причленяется к Базарбайской синклиналильной зоне. Шарнир Степнякской антиклинали погружается под углом 30—40°; углы падения пород на крылья составляют 65—70°. В ядре антиклинали в районе оз. Котырколь обнажаются гранитоиды Котыркульского нижнесилурийского массива.

Ишкеольмесский антиклинорий представляет сложное складчато-блоковое сооружение, протягивающееся из района к востоку от г. Целинограда на север на расстояние свыше 250 км, где погружается под чехол рыхлых отложений Западно-Сибирской низменности. Ширина антиклинория достигает 50—60 км. Границы его со Степнякским синклинорием на западе и Селетинским на востоке — тектонические. Антиклинорий состоит из блоков салаирских структур и наложенных на них каледонских и герцинских складчатых комплексов. На севере значительные площади антиклинория заняты Аркалыкским и Жаманкойтасским интрузивами.

Блоки салаирских структур сложены кембрийскими и допалеозойскими породами. Размеры их колеблются от нескольких километров по ширине и 20—30 км по длине до блока треугольной формы максимальной длины 85 км и шириной в основании 40 км. Характер структур отдельных мелких блоков обычно не устанавливается. В строении их принимают участие главным образом верхнепротерозойские и условно, нижнекембрийские породы, реже — породы кокчетавской свиты. Отдельные замеры элементов залегания пород свидетельствуют о преобладающем субмеридиональном простирании и умеренной (60—70°) крутизне углов падения. Структура наиболее крупного блока представлена восточным крылом Ирадырской антиклинорной структуры и частью ядра ее, в котором выходят породы зерендинской серии. На крыле в последовательности, соответствующей их стратиграфическому положению, залегают образования ефимовской, кокчетавской свит протерозоя. Как и в других антиклинориях, породы зерендинской серии сжаты в узкие, линейные складки вплоть до плейчатости. В протерозойских образованиях также наблюдается значительная дислоцирован-

ность, однако гофрировка и плейчатость здесь не характерны. Структура каледонского структурного комплекса в Ишкеольмесском антиклинории представлена восточнее пос. Аксу восточным крылом срезанной разрывом синклинали, выполненной породами верхнего кембрия — тремадока. Простираение пород в этом крыле северо-западное с падением слоев на юго-запад под углом $20-25^\circ$. Породы уштаганской свиты арениг-лланвирнского возраста слагают восточнее пос. Аксу Аккудукскую и Алакульскую субширотные синклинали и мелкие складки в тектоническом блоке к северу от Тамсорской мульды. Для складок характерна брахиформность, небольшие размеры (9×4 и 92×5 км) и пологие ($20-30^\circ$) углы наклона крыльев. Широко распространены складки, сложенные верхним ордовиком, среди которых различаются структуры, выполненные породами бестюбинской свиты Селетинского синклинория и вулканогенными породами — аналогами майлисурской или бельгагашской свит Степнякского синклинория. Первые слагают Западно-Аккольскую и Гоголевскую брахисинклинальные складки северо-западного направления размером 17×5 и 9×4 км и углами падения крыльев $35-40^\circ$. Отложения вулканогенного верхнего ордовика слагают Чалышскую и Кокпайсорскую сложно построенные синклинальные складки с нарушенными разрывами и интрузиями гранитоидов крыльями. Углы падения пород внутри складок колеблются от $10-20^\circ$ до $60-70^\circ$ изредка до 80° .

Структуры герцинского структурного этажа представлены широкими, пологими мульдами, наложенными на консолидированные каледонские Степнякский синклинорий и Ишкеольмесский антиклинорий. В формировании герцинского структурного этажа большую роль играли блоковые движения. Блоки и определяли все характерные особенности складчатых структур, а также и вещественный состав слагающих пород. Различаются отложения, формировавшиеся в условиях резко дифференцированных движений по разломам со значительными амплитудами перемещений, относительно ограниченными размерами блоков и отложения, формирование которых проходило на обширных по размерам блоках. Отложения первого типа представлены развитыми только на Ишкеольмесском антиклинории мощными толщами вулканитов условно нижнего — среднего девона (возможно верхов силура — нижнего девона) и распространенными на всей описываемой территории красноцветами живетско-франского возраста, местами включающими в основании прослой вулканитов. Этими породами сложены относительно небольшие, главным образом синклинальные, складки брахиформного типа, реже грабенсинклинали. Вулканиты нижнего — среднего девона слагают крупную брахисинклиналь в южной части Ишкеольмесского антиклинория; северо-восточная часть ее, по-видимому, сдвинута на юго-восток по одному из разломов северо-западного простираения. В северо-восточной части Ишкеольмесского антиклинория расположена Шокайская синклиналь, выходящая на поверхность только северной и северо-восточной частью, и в значительной мере перекрытая Томсорской мульдой. В юго-западной части Шокайская синклиналь, как и Томсорская мульда, срезаны разломом. Размеры этих структур достигают соответственно 50 и 30 км по длине и по ширине. Углы падений пород на крыльях очень пологие, у Шокайской синклинали приближающиеся к горизонтальным.

Структуры, сложенные живетско-франскими отложениями, представлены неправильными в плане небольшими по размеру брахисинклиналями, чаще всего слагающими крылья каменноугольных мульд; реже живетско-франские красноцветы слагают самостоятельные структуры: Бельгагашскую грабенсинклиналь, Аякаркарскую синкли-

наль и грабенсинклинальную структуру между Богумбайской и Томсорской мульдами. Выходы красноцветов живетско-франского возраста к западу от Коксенгирской мульды оконтуривают Большеаксуйскую брахиантиклиналь, в ядре которой выходят ордовикские породы.

Отложения второго типа слагают обычно крупные структуры, имеющие непосредственную территориальную связь с Тенизским брахисинклинорием и образующие его периферию и структуры, обособленные в самостоятельные структурные единицы. К первым относятся на западе описываемой территории Жолболдинская, Оксановская, небольшая Петровская и на юге территории Первомайская и Акмолинская мульды. Это изометричные или иногда слегка вытянутые в северо-западном направлении структуры сложены карбоно-пермскими отложениями. На крыльях некоторых из них иногда залегают красноцветные породы живетско-франского возраста. Разделены они узкими антиклинальными перегибами. Борта складок часто усложнены фестончатыми складками. Углы падения пород обычно не превышают 20° , чаще всего колеблясь в пределах $5-10^\circ$ и только на самых крыльях иногда наблюдаются углы падения, достигающие $30-45^\circ$. Размеры структур очень большие, порядка $30-60$ км. К складкам, образующим на каледонском складчатом основании самостоятельные структурные единицы, относятся Коксенгирская, Яблоновская, Шубинская, Естаулетская, Богембайская, Тамсорская мульды. Многие из них имеют слегка вытянутую в северо-западном направлении форму и только Томсорская мульда протягивается на север. По размеру эти структуры несколько уступают первым. В строении этих мульд принимают участие главным образом каменноугольные породы. В основании западного крыла Коксенгирской и северного — Тамсорской мульд залегают фаменские отложения верхнего девона. Здесь они образуют, по-видимому, мелкие брахиформные складки, трансгрессивно перекрытые каменноугольными отложениями. В Богумбайской мульде и в структурах, расположенных на юг и юго-восток от нее, фамен залегают в едином разрезе с нижним карбоном, слагая вместе с ним полностью крылья структур.

Строение Степнякского синклинория и Ишкеольмесского антиклинория усложняются большим количеством разрывных нарушений. Среди них различаются разломы, начало формирования которых связывается с обособлением в раннем ордовике Степнякского синклинория и разрывы, обязанные движениям, завершившим консолидацию структур каледонид и блоковым герцинским перемещениям.

К числу первых относится Шингаревская зона разломов (Шульга, Булыго, 1968), субмеридионального простираения. На юге она разделяет разнофациальные отложения ордовика Степнякского и Селетинского прогибов, а на северном продолжении ограничивает с запада Ишкеольмесский антиклинорий. Разрывы этой зоны неоднократно подновлялись вплоть до нижнего — среднего девона включительно. Отдельные ее части испытывали движения и в карбоновое время. К западу от этой зоны выделяется серия в какой-то степени гипотетических разломов, фиксируемых в современном срезе тектонических структур многокилометровыми линейно-вытянутыми телами крыккудукских гранитоидов (Шульга, 1968). Эти разломы, вероятно, существовали длительное время. Есть основание предполагать, что они являлись магмоподводящими каналами для интенсивного ниже-среднеордовикского вулканизма, а также путями внедрения раннесилурийских гранитоидов крыккудукского интрузивного комплекса. Дифференцированные движения по ним, однако, отмечены только в раннем, начале среднего ордовика. По названию массивов гранитоидов, в начале силурийской эпохи залечивших разломы, выделяются: Крыккудук-Аккудукский, Борлы-Ак-

кульский, Яблоново-Итеменский разрывы; представляется, что Крыкудук-Аккульский вместе с южной частью Борлы-Аккульского составляют главную структуру, а северная часть Борлы-Аккульского и Яблоново-Итеменский, сопряженные с первым, — разрывы второго порядка. Северное продолжение их ограничивает структуры Кокчетавской глыбы с востока. Широко распространены в регионе крупные, хорошо картируемые разрывные нарушения двух генеральных направлений: северо-западного и северо-восточного. Среди большого количества нарушений этой группы следует отметить наиболее крупные: северо-западные разрывы Атансор-Кокчетавский, Шатский и северо-восточные — Базарбайский, Коксорский, Мирзамбетский, Жулубайский, Кожгельдинский. По тому, как эти нарушения смещают каледонские структуры и нижнесилурийские гранитоиды, по признаку отсутствия фациальных и других каких-либо признаков, указывающих на существование их во время ордовикского осадконакопления и наоборот наличия признаков, свидетельствующих о том, что в ордовикское время существовали разрывы субмеридионального направления, можно сделать вывод о силурийском — нижедевонском времени заложения этих разломов. Верхняя граница возможного времени заложения разрывов определяется тем, что они четко контролируют условно живетский вулканизм (Копяткевич, 1966). Не останавливаясь на подробной характеристике перечисленных разрывов, многократно описанных (Шлыгин, Жуков, Копяткевич, 1959; Заика-Навацкий, 1966; Копяткевич, 1966; Жуков, 1967; Суворов, 1968 и др.), можно отметить, что Атансор-Кокчетавский разрыв в начальную стадию своего развития проявился как глубинный правый сдвиг (Заика-Навацкий и др., 1966) с амплитудой до 7—11 км. В юго-восточном направлении на пересечении южной ветвью Атансор-Кокчетавского разрыва Ишкеольмесского антиклинория, наблюдается смещение северной части ниже-среднедевонской брахисинклинальной структуры на юго-восток на расстояние около 20 км; т. е. здесь также имеет место правый сдвиг. Видимо этими же сдвиговыми движениями можно объяснить несовпадение на величину этого же порядка осей собственно Селетинского и Южно-Селетинского прогибов.

В среднем и верхнем палеозое эти разрывы ограничивали блоки земной коры, испытывавшие вертикальные перемещения (Копяткевич, 1966).

Разрывы северо-восточного направления характеризуются главным образом вертикальными перемещениями сбросового типа, обновлявшимися много раз на всем протяжении геологической истории района. К северу от Коксенгирсорской мульды по одному из Коксорских разрывов наблюдался тектонический контакт четвертичных гравийных отложений с ордовикскими вулканитами. Имеются другие известные (Шлыгин и др., 1959) факты, свидетельствующие о новейших тектонических движениях, связанных с разломами северо-восточного простирания.

В Селетинском синклинории разрывами, аналогичными раннекаледонским разрывам Степнякского синклинория, являются разрывы северо-восточного направления, ограничивающие его почти на всем протяжении с востока и запада. Время заложения этих разрывов определяется тем, что они являются естественной границей распространения разрезов нижнего — среднего ордовика антиклинорного и синклинорного типов. Зоны разломов в совокупности образуют хорошо выраженный грабен, развивавшийся в качестве такового на протяжении верхов нижнего, весь средний, и, возможно, верхний ордовик. Видимо в связи с возникновением в Степнякском синклинории разломов северо-восточного направления, возобновились движения и по Селетинским разломам. На-

чая с этого времени и в дальнейшем, они составляли с северо-восточными разломами Степнякского синклинория единую систему.

У (7) Селетинский синклинорий представляет собой узкую линейную структуру северо-восточного простирания шириной от 6 до 16 км на северо-востоке и до 35 км на юго-западе, при общей длине свыше 250 км. Сложен он ордовикскими отложениями, составляющими непрерывный разрез без существенных перерывов и несогласий начиная от аренигских и кончая верхнеордовикскими. Синклинорий ограничен серией разрывов северо-восточного простирания, отделяющих его от Ишкеольмесского (на западе) и Ереметауского (на востоке) антиклинориев. Селетинский синклинорий образован на месте одноименного ордовикского прогиба, представляющего собой узкий грабен. В синклинории, по-видимому, следует различать две самостоятельные синклинальные зоны собственно Селетинскую (среднего и нижнего течения р. Селеты) и Южно-Селетинскую (верховья р. Селеты). Последняя отделяется от собственно Селетинской блоками допалеозойских, девонских и каменноугольных пород и серией разрывов северо-западного направления, по-видимому, сопряженными с Атансор-Кокчетавским глубинным разрывом. По этим разрывам структуры Южно-Селетинской синклинальной зоны оказываются смещенными на северо-запад. Осадочные породы, выполняющие Селетинский синклинорий, собраны в серию линейных складок северо-восточного простирания, совпадающим с общим простиранием синклинория. Размеры складок варьируют в широких пределах. Наблюдаются антиклинальные и синклинальные складки, размах крыльев которых достигает всего несколько метров. Эти складки хорошо фиксируются в обрывистых берегах р. Селеты. Среди более крупных структур выделяются Бестюбинская, Северо-Таукенская, Кедейская синклинали и Сарыобинская антиклиналь.

Конский синклинорий. Конский синклинорий охватывает центральную и восточную части Сарысу-Тенизского водораздела. Он сочленяется на западе с Кирейским антиклинорием, а на востоке по системе разломов субмеридионального (Сарысуйский глубинный разлом по О. А. Мазаровичу) простирания контактирует с Атасуйским синклинорием. Конский синклинорий представляет собой широкую (до 120 км) дугообразно изогнутую структуру, обращенную выпуклой стороной на запад. В строении его принимают участие морские зеленоцветные терригенные комплексы ордовика и силура. Они скрыты под наземными краснокаменными вулканитами девона и морскими толщами фаменского и раннекаменноугольного возраста.

В ядрах отдельных горст-антиклиналей можно наблюдать фрагменты каледонских складок.

Выступающие в ядрах Карамендинской, Теректинской и Джамантасской горст-антиклиналей, в южных частях герцинского Сарысу-Тенизского поднятия каледонские складки обнаруживают северо-западное простирание. Ордовик здесь несогласно перекрыт силурийскими отложениями. Последние слагают относительно широкие складки с углами падения на крыльях не более 30—40°.

Фрагменты складок близмеридионального простирания, сложенных нижним силуром, известны в ядре Кызымшекской горст-антиклинали в центральных частях Сарысу-Тенизской зоны глыбовых складок.

Конский синклинорий в целом имеет меридиональное простирание. Можно предполагать, что он протягивается далеко на север и на юг под дислоцированным позднепалеозойским чехлом Тенизской и Джезказганской впадин. На севере он, вероятно, соединяется со Степнякским синклинорием, на юге с Джалаир-Найманским.

1120) Джалаир-Найманский синклинорий. Центрально-Казахстанская часть позднекаледонского Джалаир-Найманского синклинория прослеживается в северо-западном направлении более чем на 200 км. На юго-востоке этот синклинорий имеет ширину 15—20 км; находится между Бурунтавским антиклинорием и Жуантюбинским антиклинорием. Далее на северо-запад он постепенно расширяется до 50—55 км. Вблизи долины р. Сарысу отложения ордовика, выполняющие этот синклинорий, вскрыты на небольших участках, остальная же площадь его северо-западного окончания перекрыта девано-каменноугольными и более молодыми отложениями, и характер сочленения синклинория со структурами Сарысу-Тенизского водораздела неизвестен. С юго-запада Центрально-Казахстанская часть синклинория ограничивается системой северо-западных разломов, по которой он контактирует с верхнепалеозойской Джезказганской впадиной.

В строении рассматриваемой части Джалаир-Найманского синклинория участвуют ордовикские терригенные и в меньшей мере вулканогенные отложения, вмещающие в зонах разломов узкие вытянутые тела ультрабазитов, габброидов и иногда диоритов. В небольших тектонических блоках (р. Жидели) выделяются пестроцветно-красноцветные обломочные отложения предположительно нижнесилурийского возраста, залегающие в едином структурном плане со средним — верхним ордовиком. На значительной площади (низовья рек Жидели, Каиммергенин-Карасу, Коктас) сохранились структуры, сложенные терригенными красноцветными породами нижнего девона и терригенно-вулканогенными отложениями среднего девона — франского яруса. В мелких наложенных мульдах развит комплекс красноцветных отложений верхнего девона.

Внутреннее строение синклинория сложное. Наиболее древние образования его смяты в узкие линейные складки северо-западного простирания. В прибортовой и осевой частях синклинория, осложненных крупными разрывами и ультрабазитами, интенсивность складчатости пород ордовика возрастает, углы наклона слоев увеличиваются до 70—80°. На остальной площади синклинория складчатость более спокойная, углы падения крыльев структур второго порядка около 40—50°. Пестроцветные отложения предположительно силурийского возраста имеют те же структурные формы, что и ордовикские. Они слагают небольшие линейные складки, оси которых ориентированы в северо-западном направлении, крылья наклонены под углом 40—50°.

Девонские красноцветные вулканогенно-терригенные отложения образуют систему брахискладок, оси которых чаще ориентированы параллельно структурам ордовика — силура, реже под углом к простиранию последних. Крылья брахискладок обычно имеют более пологий угол падения (20—30°), чем крылья структур ордовика. Брахисинклинальные структуры повсеместно наложены на размытую пенецелизованную поверхность синклинория. Наиболее крупные (до 8×15—20 км) из них располагаются на крыльях этого синклинория, более мелкие в осевой части его. Верхнедевонские красноцветы слагают мелкие (до 5—6 км длиной) округлые мульды, наложенные на девонские и редко ордовикские структуры. Эти мульды, характеризующиеся плоскими днищами и пологими крыльями, не обнаруживают преемственности в ориентировке от более древних образований.

Джалаир-Найманский синклинорий осложнен системой разломов северо-западного и северо-восточного направлений. Северо-Западные разломы (сбросы) являются наиболее древними и долгоживущими, они ограничивают синклинорий с юго-запада и, по-видимому, с северо-востока, а также пересекают его центральную часть в продольном на-

правления. Разломы северо-восточных румбов ($40-50^\circ$), очевидно позднедевонского заложения, представляют собой главным образом сдвиги, по которым происходит смещение на 1—3 км и, вероятно, более, северо-западных разломов.

ЕРЕМЕНТАУ-БУРУНТАВСКАЯ ЗОНА

Ерементау — Ниязский антиклинорий вытянут в субмеридиональном направлении, длина его около 300 км, ширина достигает 60 км. Антиклинорий сложен главным образом позднедокембрийскими и кембрийскими породами. Каледонские структуры осложнены наложенными герцинскими мульдами. В ядрах наиболее глубоко эродированных антиклиналей обнажены раннедокембрийские образования, представленные плейчатými актинолит-хлоритовыми сланцами, амфиболитами и порфиритоидами — аналогами ефимовской серии, смятые в узкие, линейные, нередко изоклиналиные складки с углами падения на крыльях $60-70^\circ$ и более. Эти складки на крайнем юге антиклинория имеют меридиональные простирания, а в районе ст. Осакаровка — северо-западные либо даже широтные. Повсеместно развита тонкая сланцеватость, кливаж осевой плоскости и мелкая плейчатость, часто маскирующие первичную слоистость.

Структуры байкальского складчатого комплекса резко отличаются от раннедокембрийских значительно меньшей общей напряженностью. Вулканогенно-кремнистая толща позднедокембрийского возраста (ерементауская серия) смята в сравнительно крупные линейные антиклинальные складки меридионального простирания. Большинство складчатых структур настолько разбиты многочисленными субмеридиональными разломами, что восстановить их первоначальный облик крайне трудно.

Салаирский структурный комплекс очень широко распространен на всем протяжении антиклинория. Он сложен однообразнейшей терригенно-яшмовой толщей кембрия, прежде относившейся к акдымской серии позднего докембрия, и в очень небольшой степени зеленоцветными толщами ордовика. Кембрийская толща смята в сравнительно крупные структуры субмеридионального простирания, крылья которых сильно осложнены складками высших порядков. Им свойственна дисгармоничность и большое разнообразие складчатых форм от узких изоклиналиных, нередко опрокинутых складок, через петельчатые и челночные формы до широких сундучных складок. Углы падения крыльев дополнительных складок крутые, обычно в пределах $50-85^\circ$, вплоть до опрокинутых (в горах Каратумсук). Расшифровать структуры этой однообразнейшей сложно-складчатой толщи без проведения детального структурного картирования крайне трудно.

Салаирский складчатый комплекс с резким несогласием залегает на раннедокембрийских структурах (Канфель, Беляев). В отличие от антиклиналей, синклинали, как правило, являются более широкими и характеризуются менее правильной формой. Длина синклиналей обычно 10—15 км, ширина до 7—8, реже 2—3 км. Центриклинальные окончания их обычно тупые. Каледонские структуры, сложенные терригенными толщами ордовика, пользуются очень незначительным распространением в пределах антиклинория. Они обнажаются на его северном погружении, севернее гранитного массива Койтас и в ряде узких тектонических блоков у восточного борта антиклинория в горах Каратау. Строение северного участка ордовикских структур, очень плохо обнаженных, не изучено. Можно только сказать, что они смяты в линейные складки север-северо-восточного простирания с углами падения

крыльев 40—60°. В тектонических блоках ордовикские породы слагают обычно моноклинали с крутым падением слоев (60—85°).

Очень большую роль в формировании структурного облика Ерементау-Ниязского антиклинория играют дизъюнктивные нарушения. Морфологически они разделяются на сбросы, сдвиги и надвиги. Наиболее многочисленную группу среди них образуют сбросы. Нарушения этого типа повсеместно распространены в антиклинории. Наибольшее значение имеют крутопадающие сбросы с азимутом падения плоскостей сбрасывателей СЗ 320—350°, \angle 70—85°, реже встречаются сбросы с азимутом падения СВ 50—80°, \angle 60—65°, ЮВ 140—150°, \angle 50—80° и Ю 180°, \angle 60—80°. Амплитуды сбросов, как правило, невелики и не превышают первых сотен метров, однако иногда они достигают, вероятно, 1000—1500 м и более. Региональный сброс ограничивает рассматриваемый антиклинорий с запада, являясь его естественной границей. Элементы его не измерены. К крутопадающим сбросам глубокого заложения, проникающим в базальтовый слой земной коры и глубже, приурочены массивы габброидов и ультрабазитов. Эти разломы являлись, по-видимому, подводными каналами для изливавшихся в разные эпохи огромных масс вулканогенного материала. Надвиги и сдвиги пользуются значительно меньшим развитием (Старостин, 1941 и др.).

Бошекульский антиклинорий отделяется от Ерементау-Ниязского крупными герцинскими наложенными мульдами, выполненными девоном и карбоном.

Структуры допалеозойского структурного этажа обнажаются в ядре салаирской Джангабульской антиклинали и представлены Сатпак-Торткудукской антиклиналью (20—25×8—9 км). Углы падения пород на крыльях складки от 60—70 до 80—90°. Ядро ее сложено кристаллическими сланцами протерозоя, а крылья — кварцитовыми сланцами и вулканитами венда.

Салаирский структурный этаж образует крупную Джангабульскую, сложно построенную широтную антиклиналь. Северное крыло ее осложнено асимметричными Кызылкаиндинской синклиналью и Бошекульской антиклиналью второго порядка. Осевые плоскости их имеют наклон в сторону оси Джангабульской антиклинали. Углы наклона пород на северном крыле Бошекульской антиклинали 40—50°, на южном — от 60 до 80°. Южное крыло Кызылкаиндинской синклинали осложнено серией субмеридиональных складок более высокого порядка с размахом крыльев в 3—5 км. Южное крыло Джангабульской антиклинали также усложнено складками второго порядка.

Каледонский структурный этаж слагает серию меридиональных складок (Балакескенесорская, Сасыксорская, Ержанская, Аксакуяндинская, Еркебиданская синклинали и Восточно-Сасыксорская антиклиналь), выполненных ордовикскими породами и наложенными на южное крыло Джангабульской антиклинали. Их размеры колеблются в пределах 7—14 км по длине и 3—4 км по ширине. Углы падения пород на крыльях обычно не превышают 30—50°, но вблизи разлома иногда наблюдается даже опрокидывание слоев. Значительная часть названных структур располагается в широтной полосе, ограниченной с юга и севера разломами. Вторая широтная полоса ордовикских пород, смятых в серию складок с меридионально ориентированными осями, расположена на северном крыле Джангабульской антиклинали.

В основании перечисленных выше относительно крупных каледонских структур, а также в виде самостоятельных обособленных складок располагаются мелкие, обычно неправильной формы брахиформные синклинали, сложенные торткудукской серией верхнего кембрия — тремадока. Углы падения пород на крыльях этих структур 5—25°.

В строении салаирского и каледонского структурных этажей существенную роль играют разрывные нарушения, среди которых выделяется три, по-видимому, разновозрастные группы разрывов. Первая из них, субширотного простирания, продольная к оси Джангабульской антиклинали, контролирует размещение интрузий габброидов и гранитоидов, а также тремадокских вулканитов. Вторая группа разрывов имеет субмеридиональное простирание и фиксируется многочисленными малыми интрузиями, развитыми среди ордовикских отложений Балакескенесорской, Сасыксорской, Аксакуяндинской синклиналей.

Третья группа разрывов — дизъюнктивы СВ и СЗ направлений, широко развитые в регионе и в отличие от рассмотренных хорошо картируемые. По отношению к складчатым структурам каледонского структурного комплекса разрывы этой группы занимают отчетливо секущее положение. Они не оказывают никакого влияния на распределение фаций ордовика и каледонских интрузивов. Эти разрывы связываются с герцинскими блоковыми движениями. Как северо-восточные, так и северо-западные разрывы группируются в несколько зон максимального распространения. Различаются Карасор-Коксорская, Бошекульская и Джангабульская северо-восточные зоны разрывов и Торткудукская, Шидерты-Кишкинекендыкольская, Ащикольская северо-западные зоны. Протяженность зон достигает 45—60 км при ширине 3—5—8 км. Разрывы — взбросы и сбросы. Вертикальная составляющая амплитуда перемещения по некоторым разломам — 1—2 км (Бошекульская зона), а в Ащикольской зоне, по-видимому, только первые сотни метров. Углы наклона сбрасывателя, судя по прямотинности тектонических швов, достаточно крутые. Однако разрывы Шидерты-Кишкинекендыкольской зоны в районе колодца Жаркудук имеют, вероятно, относительно более пологое положение сбрасывателя, падающего на север.

V (28) Бурунтавский антиклинорий (Бурунтавское геоантиклинальное поднятие по Н. Г. Марковой) простирается в северо-западном направлении от южной границы описываемой территории. Древние структурные элементы антиклинория обладают общим северо-западным простиранием и характеризуются проявлением общей мелкой складчатости, скрученности и гофрировки. Более молодые структурные элементы, сформированные породами ордовика и силура, явно облекают древние сооружения погружающегося в юго-восточном направлении антиклинория. Таковую же приспособляемость к древнему плану выявляют и более молодые нижнекаменноугольные синклинали.

Бурунтавский антиклинорий к северо-западу расширяется и расщепляется на ряд ветвей, одни из которых сохраняют северо-западное простирание, а другие принимают меридиональное. Восточная меридиональная ветвь (Булаттауский антиклинорий по Б. И. Борсуку) представляет собой систему крупных синклинальных складок с углами падения пластов на крыльях 70—75°; в южной части этой ветви они более сжатые и веерообразно расходятся на севере.

САРЫСУ-ТЕНИЗСКОЕ ПОДНЯТИЕ

V (21) Сарысу-Тенизское поднятие находится в пределах Казахстанско-Тяньшаньского каледонского складчатого массива. Его восточная часть смыкается с девонским краевым вулканическим поясом.

Наиболее древние — докембрийские (готские), каледонские (нижний палеозой, силур) — линейные складчатые сооружения, прорванные ордовикскими гранитоидами, вскрыты в ядрах герцинских антиклинальных глыбовых складок северо-западного простирания. В ядрах от-

дельных антиклинальных глыбовых складок на поверхность выведены массивы среднедевонских гранитоидов, интрузивные контакты которых в ряде случаев совпадают с ограничивающими глыбовые складки продольными разрывами. Эти складки, представляющие собой типичные горст-антиклинали, чередуются с узкими и протяженными грабен-синклиналями.

Глыбовые складки протягиваются вдоль всего Сарысу-Тенизского поднятия. На севере под острым углом они подходят к южному крылу Тенизской впадины и смыкаются с узким Кишпакским прогибом (Зайцев, 1957). На западе и северо-западе глыбовые складки протягиваются вплоть до Улутавской зоны поднятий. Их прямым продолжением в этом районе является Каиндинская грабен-синклиналь, впервые описанная Г. И. Немковым (1953). По данным Ю. А. Зайцева (1961), эта глыбовая складка протягивается под платформенный чехол Тургайской синеклизы. К юго-западу рассматриваемые линейные глыбовые складки постепенно погружаются и сменяются брахискладками Кингирской зоны (Зайцев, 1957). В восточном направлении в сторону гор Тектурмас и Актау характер складок изменяется — горст-антиклинали и грабен-синклинали уступают место различным брахискладкам.

Грабен-синклинали (Кагыльская, Айдагарлинская, Тугузкуньская, Шанканская, Тантальская, Шубаркульская и др.) представляют собой асимметричные линейные глыбовые складки, выполненные отложениями фаменского яруса и нижнего карбона. В наиболее крупной Шубаркульской грабен-синклинали развиты также и верхнепалеозойские отложения. Грабен-синклинали отличаются большой протяженностью (порядка многих десятков километров) при относительно малой ширине в несколько километров. Глубина их по подошве фаменского яруса, по-видимому, может превышать 3000 м. Со смежными горст-антиклиналями грабен-синклинали сопряжены по сложным сбросам, взбросам того же северо-западного простирания. Породы, выполняющие грабен-синклинали, обычно смяты в складки второго порядка. Во многих случаях отмечается различная интенсивность смятия разновозрастных пород, осложняющая складчатость имеет характер дисгармоничной.

Крылья грабен-синклиналей рассечены разрывными нарушениями, часто полностью срезаны разрывами или разбиты на тектонические клинья и блоки. Вблизи разломов на крыльях складок слои падают круто, имеют вертикальные или опрокинутые залегания. Здесь же обычны флексуобразные изгибы слоев.

Горст-антиклинали (Қирейская, Куяндинская, Каптадырская, Кызымшекская, Булумбайжальская, Қарамендинская, Теректинская и др.) имеют близкие размеры с размерами грабен-синклиналей, ширину в 10—35 км и длину более 100 км. В поперечных разрезах по основанию верхнедевонских и нижнетурнейских известняков горст-антиклинали имеют вид уплощенных сводов. Сундучная форма их отчетливо вырисовывается по характеру строения перекинальных окончаний. Асимметрия в строении горст-антиклиналей и грабен-синклиналей определяется различиями в интенсивности проявления разрывных нарушений на крыльях и разной величиной подвижек по этим разрывам. Поэтому часто как те, так и другие складки в одной части или на всем своем протяжении имеют характер односторонних косонаклоненных горстов и грабенов. В некоторых глыбовых складках разломы выведены на поверхность лишь на каком-либо одном крыле или образуют прерывистые по простиранию зоны. В таких случаях скрытые на глубине разрывы обычно выявляются по протяженным флексурам. Максимальные верти-

кальные перемещения по разрывам достигают 3000—5000 м, а иногда, вероятно, измеряются и еще большими значениями.

Горст-антиклинали присущи повышенные значения поля аномалий силы тяжести и резко варьирующее повышенное магнитное поле. Грабен-синклинали характеризуются отрицательными гравитационными аномалиями и пониженным спокойным магнитным полем.

На юго-западе Сарысу-Тенизского поднятия в узле сочленения с долготными герцинскими складками Улутавской зоны поднятий и Джезказганской впадиной находится Кингирская зона брахискладок. Для нее характерна большая мощность герцинского складчатого комплекса и соответственно глубокое положение (до 6—8 км) складчатого каледонского фундамента. Брахискладки располагаются на простирании грабен-синклиналей и горст-антиклиналей, имеют глыбовую природу и часто коробчатое строение в разрезе. Их ширина составляет 5—15 км, длина 10—25 км. Часть складок асимметрична и их крылья осложнены продольными флексурами или сбросами. Углы наклонов слоев на южных крыльях брахиантиклиналей и куполов крутые (40—60°), на северных — пологие (3—10°). К западу широтные брахискладки Кингирской зоны сочленяются с узкими линейными меридиональными складками Жиландинского — Джекказганского пояса, принадлежащего уже к системе Улугау. Торцовое сочленение этих герцинских структур происходит в узкой зоне, отвечающей в каледонской структуре Восточно-Улутавскому глубинному разлому (Зайцев, 1957).

В сводах горст-антиклиналей центральных и северных частей Сарысу-Тенизского поднятия выходят разновозрастные складчатые комплексы, для которых характерны различные структурные планы и ориентировки осей складок. Докембрийские, нижнепалеозойские и силурийские толщи, как указывалось выше, смяты в крупные линейные складки преимущественно меридионального простирания.

В северной части Сарысу-Тенизского поднятия в бассейне р. Кирей в ядрах Кирейской и Куяндинской горст-антиклиналей на поверхности выведены складки каледонского фундамента, сложенные докембрием и нижним палеозоем. Они слагают крупный Кирейский антиклинорий, фрагменты которого прослеживаются и южнее в ядре Карамендинской горст-антиклинали. Восточнее в своде Кызымшекской горст-антиклинали по р. Канкарасу и ее притокам на большом протяжении развиты выходы силурийских отложений, по которым намечается каледонский Конский синклинорий.

Девонские вулканогенно-осадочные образования, слагающие основание герцинского складчатого комплекса, отделены от каледонского фундамента поверхностью регионального углового несогласия. Им свойственны сравнительно простые складчатые формы (средние углы падения порядка 20—40°) и различия в характере залегания нижнего девона и среднего — верхнего девона (жаксыконской серии). Тектонические элементы раннего девона в значительной мере унаследованы от предшествующей эпохи, и план расположения раннедевонских вулканических областей оказывается связан с более ранним каледонским структурным планом (Тихомиров, 1958). Эти соотношения выражаются в том, что нижнедевонские базальные толщи располагаются на силурийских отложениях со значительным несогласием, но в то же время образуемые ими структуры имеют с более древними общие преобладающие простирания. Такие соотношения четко выступают на восточном крыле древнего Кирейского антиклинория, в ядрах Кирейской и Кумкульской горст-антиклиналях (р. Жаксы-Кон), а также в пределах каледонского Конского синклинория в ядре Кызымшекской (р. Канкарасу) и Шубаркульской горст-антиклиналях и некоторых других пунктах.

Породы жаксыконской серии, в отличие от нижнедевонских, по условиям залегания тяготеют к грабен-синклиналям. Они иногда образуют брахискладки различных простираний (западная часть Булумбай-Жальской горст-антиклинали, окрестности горы Булумбай-Жал), но чаще слагают довольно крутые моноклинали, смыкающиеся с крыльями грабен-синклиналей (в Айдагарлинской грабен-синклинали, по северному крылу Шапканской грабен-синклинали, на северо-восточном крыле Шубаркульской грабен-синклинали к востоку от горы Булумбай-Жал и др.).

Ранее при описании стратиграфии вулканогенно-осадочного девона было показано, что жаксыконская серия выполняет несколько конседиментационных прогибов. Жаксыконский прогиб северо-западного простирания (Центральная впадина по В. Г. Тихомирову), находящийся в центре Сарысу-Тенизского поднятия, представляет собой крупную глыбовую структуру, наложенную резко несогласно на Кирейский антиклинорий. Этот прогиб возник в среднем девоне (время его образования определяется излияниями андезито-базальтов) и явился скорее всего зародышем глыбовых верхнепалеозойских складок герцинской структуры Сарысу-Тенизского поднятия. Через эту область в дальнейшем протянулся их главный ствол. Здесь же развиты наиболее глубокие грабен-синклинали.

Основная фаза формирования глыбовых складок Сарысу-Тенизского поднятия приходится на поздний палеозой, о чем свидетельствуют несогласия в основании владимировской и джезказганской свит соответственно на северном и южном склонах Сарысу-Тенизского поднятия (Кирейская и Теректинская горст-антиклинали), а также в основании жиделисайской свиты перми (южные крылья глыбовых брахиантиклинальных складок к северо-востоку от Джезказгана). Конседиментационные тектонические движения устанавливаются также и для раннекаменноугольной эпохи в северной части Сарысу-Тенизского поднятия. Здесь, на крыльях Кирейской горст-антиклинали, Кагыльской и Тогузкуньской грабен-синклиналей, совпадающих по положению с крупными продольными разломами, устанавливаются случаи очень резкого изменения мощностей (до полного выклинивания) визейских отложений.

На синхронность глыбовых и складчатых нарушений указывает широкое развитие приразломных складок и флексур. Последние свидетельствуют о том, что сундучная форма глыбовых складок определялась очертаниями блоков фундамента, разделенных крупными, часто конседиментационными разрывами.

Таким образом, главная особенность грабен-синклиналей и горст-антиклиналей Сарысу-Тенизского поднятия состоит в длительности их развития (от среднего девона до позднего палеозоя), постепенном усложнении их структуры, часто синхронном осадконакоплению и вулканизму.

ТЕНИЗСКАЯ ВПАДИНА

Тенизская впадина — одна из крупных палеозойских синклинальных структур в пределах Казахстана. Протяженность Тенизской впадины с запада на восток достигает 350 км, а с севера на юг около 300 км. Площадь Тенизской впадины превышает 100 тыс. км². В плане Тенизская впадина несколько вытянута в широтном направлении. Фундамент впадины по существу не изучен или известны лишь самые общие черты его строения (Казанли, 1955), что связано с небольшим количеством глубоких скважин в западной, наиболее прогнутой части впадины и отсутствием однозначной интерпретации геофизических данных.

Тенизская впадина представляет собой обширную синклиналиную структуру, в современном эрозионном срезе определяющуюся полями развития среднего палеозоя в своих краях и верхнего палеозоя во внутренних частях и обрамленную полями развития нижнего палеозоя и докембрия с запада, севера и востока и отчасти с юга. Время образования впадины — поздний палеозой. С северо-запада Тенизская впадина ограничена Кокчетавским поднятием, образованным выходами докембрия и нижнего палеозоя, которые в каледонской структуре образуют Кокчетавский, Джаркаинагачский антиклинории и разделяющий их Калмыккульский синклинорий. С юга расположены глыбовые складки Сарысу-Тенизского поднятия, а с востока Степнякское поднятие, определяемое полями развития нижнего палеозоя, входящих в состав Степнякского синклинория и западного крыла антиклинория Еремантау. На юго-востоке Тенизская впадина отделена от Карагандинского синклинория пологим поднятием, сложенным вулканогенным девонном и гранитами. С запада впадина отделена узким антиклинальным перегибом от Тургайского прогиба.

Древним складчатым фундаментом для Тенизской впадины являются каледониды западной части Центрального и Северного Казахстана — докембрийские и нижнепалеозойские образования, смятые в систему линейных, меридионально вытянутых складок на юге и меняющих свои простирация на северо-восточные на Кокчетавском поднятии. Тенизская впадина выполнена в основании сравнительно маломощными красноцветными и карбонатными породами фаменского яруса, которые развиты местами в западной, южной и юго-восточной частях впадины и, вероятно, отсутствуют в центральной ее части. На севере и северо-востоке фаменские отложения также отсутствуют. Карбонатные и карбонатно-терригенные морские отложения нижнего карбона, напротив, получили очень широкое распространение, выстилая по существу все днище впадины, увеличиваясь в мощности к югу, а особенно резко вдоль ее южного крыла. Внутренние части впадины выполнены красноцветными континентальными отложениями среднего-верхнего карбона, сероцветными и пестроцветными отложениями нижней и верхней перми. В отличие от линейных складок каледонского основания, отложения среднего и верхнего палеозоя смяты в пологие брахискладки — мульды и брахантиклиналы, которые осложняют как крылья, так и центральные части Тенизской впадины.

По типу прогибов Тенизская впадина может быть отнесена к межгорным впадинам, наследующим в самых общих чертах прогиба каледонского фундамента и вместе с тем она резко несогласно располагается на последнем, образуя, главным образом на крыльях, типичные наложенные структуры низших порядков.

Впадина построена резко асимметрично как в направлении с севера на юг, так и с запада на восток. Наиболее прогнутые части впадины тяготеют к ее центральному району, несколько смещаясь к западу и юго-западу, в сторону оз. Тенгиз. Восточная часть впадины прогнута меньше и представляет собой довольно плоскую структуру. Северная часть впадины значительно сильнее эродирована, чем южная, и прогибание ее, судя по мощностям накопившихся толщ, было относительно небольшим. Южная часть, наоборот, погружена значительно больше и мощности среднего и верхнего палеозоя увеличиваются к югу в несколько раз, где достигают значений, вероятно, около 7000 м (из них верхний палеозой около 3000—3500 м). На востоке и севере впадины мощности среднего и верхнего палеозоя сокращаются до 1000—1500 м.

Дислокации внутри Тенизской впадины определялись двумя причинами: 1) крупными разрывами северо-западного простираения вдоль ее

юго-западного крыла, формировавшимися в течение всего карбона, что повлекло за собой образование в южной части впадины Кипшакского прогиба, осложненного рядом узких брахискладок, ориентированных аналогично разрывам; 2) остаточными тенденциями к погружению синклинориев древнего складчатого основания, что привело в позднем палеозое на остальной части впадины к образованию в отложениях карбона и перми плоских мульд и разделяющих их поднятий. Вполне вероятно, что именно неравномерно и различно деформирующееся складчатое основание впадины контролировало осадконакопление, характер и расположение больших пликативных нарушений впадины; последние могут быть отнесены к постумным.

Одной из характерных черт строения Тенизской впадины является закономерное сокращение разреза верхнего палеозоя в пределах брахиантиклиналей и увеличение его к центрам мульд.

В структурном отношении Тенизская впадина построена различно в разных своих частях. В особенности резко отличается строение юго-западного крыла впадины от ее центральной части и других крыльев.

Южное крыло впадины (Кипшакский прогиб) сложено толщей морских и континентально-морских известняков и известково-терригенных пород фаменского яруса и нижнего карбона мощностью до 3500 м, смятых в систему четковидно расположенных брахискладок северо-западного простирания. Углы падения пород в этом районе колеблются от 25 до 35°. С юго-запада крыло впадины ограничено крупным взбросом с амплитудой смещения свыше 2000 м и протяженностью около 200 км. Каледонское основание надвинуто на север-северо-восток, в сторону впадины, и внешняя часть крыла подвернута и опрокинута в том же направлении. Южнее зоны разломов расположено Сарысу-Тенизское поднятие с характерными горст-антиклиналями и грабен-синклиналями северо-западного простирания. Южное крыло впадины отделено от внутренних частей очень крупной (до 200 км) флексурой того же северо-западного простирания, прослеживающейся на 20—30 км южнее оз. Тенгиза. Северо-восточное крыло ее опущено, смыкающее — крутое, до 60—80° и с амплитудой до 500 м. В основании флексуры проходит разлом в породе складчатого основания.

Остальная, большая часть Тенизской впадины обладает существенно иным типом строения и представляет собой обширную синклинальную структуру, разделенную рядом длинных и узких поднятий на широкие, часто изометричные мульды.

Поднятия расчленяются на ряд обособленных и в различной степени эродированных брахиантиклиналей.

ДЖЕЗКАЗГАНСКАЯ ВПАДИНА

Джезказганская позднепалеозойская впадина вытянута с северо-запада на юго-восток более чем на 800 км, при максимальной ширине 270—300 км. На широте р. Чу Джезказганская впадина зоной относительных поднятий делится на две части: северную — собственно Джезказганскую и южную — Чуйскую. С запада и юго-запада Джезказганская впадина ограничена выступами каледонского складчатого фундамента в пределах Карсакпайского поднятия (южная часть Улутавской зоны поднятий), Малого и Большого Каратау, с востока — выходами древнего фундамента в ядре Жуантюбинского антиклинория в Центральной Бетпак-Дале. К северу от Джезказганской впадины находится Сарысу-Тенизское поднятие. Большая часть Джезказганской позднепалеозойской впадины не доступна наблюдению, так как скрыта под платформенным мезо-кайнозойским чехлом Чуйской синеклизы.

Большая часть Джезказганской впадины сложена верхнепалеозойскими, преимущественно пермскими, отложениями, образующими относительно просто устроенные брахискладки. Наиболее четко выявляется структура брахисинклиналей и мульд, сложенных породами кингирской свиты.

Положение северного крыла впадины предопределяется серией широтных разрывов и флексур, принадлежащих системе Теректинского глубинного разлома. Структурная граница Джезказганской впадины не отвечает площади распространения верхнего палеозоя, который частично сохранился от размыва севернее в Кингирской зоне брахискладок (Джезказганская синклиналь) и на южном погружении Улутавской зоны поднятий (Кумолинская синклиналь). Северное ограничение впадины отвечает южным крутым крыльям Уйтасской, Кингирской и Жанайской брахиантиклиналей.

Западная граница впадины совпадает с положением Западно-Улутавского разлома, отделяющего выходы докембрия в ядре Карсакпайского поднятия от толщ среднего и верхнего палеозоя. К югу от широты слияния рек Дюсембай и Бурмаша названный разлом выражается четкой флексурой, находящейся на удалении в 15—20 км от крайних восточных выходов докембрия. К югу от р. Белеуты, как это устанавливается по данным бурения и геофизическим материалам, наложенные мульды и синклинали Карсакпайского поднятия (Шолакская, Жийдинская) смыкаются с западным крылом Джезказганской впадины, а каледонский складчатый фундамент погружается под покров среднего и верхнего палеозоя. Каледонский фундамент ядра Карсакпайского поднятия по Западно-Улутавскому разлому, сместитель которого падает на запад под углами в 60—80°, надвинут на толщи палеозоя. Для западного крыла впадины здесь характерно появление узких протяженных, наклоненных к востоку, складок, находящихся на простирации Бейтелеу-Джездинского пояса линейных складок Улутавской зоны.

Для Джезказганской впадины типичны четко выраженные, протяженные зоны сближенных изоаномал Δg и совпадающие с ними или параллельные им магнитные аномалии линейного типа. Часть таких линейных зон отвечает Западно-Улутаускому, Теректинскому и частично Восточно-Улутаускому глубинным разломам (Зайцев, 1957).

Восточная граница Джезказганской впадины условна. Находящиеся на востоке впадины широтные глыбовые складки постепенно погружаются к западу; при этом толщи девона и нижнего карбона скрываются под верхним палеозоем.

Преимущественное выражение в гравитационном поле впадины имеют образования каледонского структурного этажа. Позднепалеозойская Джезказганская впадина в гравитационном поле как единый объект вообще не проявляется, так как гравитационное влияние пород герцинского комплекса на суммарное поле в ее пределах относительно невелико.

Наблюдаемые гравимагнитные поля могут быть использованы для изучения структур каледонского фундамента. В пределах отдельных блоков на характер гравитационного поля влияет не только вещественный состав слагающих его пород, но и более глубинные факторы.

Критерием связи той или иной преломляющей границы с каледонской структурой при сейсморазведке служило наличие вертикальных и наклонных контактов, устанавливаемых по скоростным разрезам непосредственно по сейсмограммам, а также отсутствие отражений ниже выделяемой границы. Главными аномалиеобразующими магнитными объектами являются захороненные под герцинским дислоцированным чехлом ордовикские ультраосновные интрузии, зеленосланцевые толщи

карсакапайской серии и основные эффузивы девона. Магнитоактивную поверхность, установленную на основе вычислений глубин залегания верхних кромок магнитных объектов, можно в первом приближении отождествить с поверхностью каледонского фундамента.

По геофизическим данным установлено, что наиболее крупные структурные элементы каледонского складчатого фундамента прослеживаются под дислоцированным герцинским чехлом. По положительным гравиметрическим и магнитометрическим аномалиям далеко на юг и юго-восток можно проследить Карсакапайский синклинорий; также далеко на юг протягивается Улутавский антиклинорий, но для него характерны отрицательные гравимагнитные поля. По высоким локальным магнитным аномалиям устанавливается глубинное продолжение Восточно-Улутавского гипербазитового пояса, приуроченного к одноименному глубинному разлому. Этот разлом прослеживается подобным образом далеко на юго-восток за пределы рассматриваемой территории. По частным магнитным аномалиям (Кронидов и др., 1958), сейсморазведочным и гравиметрическим работам устанавливается общее меридиональное или северо-западное простирание толщ глубоко погруженного складчатого фундамента. Можно предполагать, что складки в каледонском фундаменте в южных частях впадины принадлежат докембрийским складчатым комплексам. Они постепенно меняют свои простирания от меридиональных на севере впадины до почти широтных (запад-северо-западных) при приближении к находящейся южнее Чуйской глыбе, в пределах которой известны широтные складки, сложенные нижним докембрием.

Закономерно внутреннее строение герцинского складчатого чехла Джезказганской впадины. Восточно-Улутавский глубинный разлом, устанавливаемый, как уже отмечалось, в каледонском фундаменте по положению скрытых на глубине массивов гипербазитов, в герцинском чехле выражен в виде зоны торцового сочленения брахискладок. Эта зона прослеживается от рудника Джезказган на юго-восток к слиянию рек Сарысу и Каракингир и с тем же простиранием еще южнее.

Граница раздела меридиональных и широтных брахискладок, совпадающая с положением Восточно-Улутавского разлома, из Джезказганской впадины прослеживается также и на север, где разделяет меридиональные складки Улутау и широтные дислокации Сарысу-Тенизского водораздела. Таким образом, торцовое сочленение складок вдоль этого линеамента устанавливается на протяжении 450 км. Вблизи пересечения Восточно-Улутавского и Теректинского разломов находится Джезказганское медное месторождение, на что впервые было обращено внимание К. И. Сатпаевым. Подобное положение в узле пересечения Восточно-Улутавского разлома и широтных разрывов южного крыла Кагыльского купола имеет также Сарыобинское месторождение, располагающееся к северу от Джезказгана в пределах Кингирской зоны.

К востоку от зоны торцового сочленения в восточной части Джезказганской впадины развиты широкие и протяженные (15—20×35—40 км) брахискладки. Эти складки здесь повсеместно вытянуты в широтном направлении, подобно находящимся непосредственно севернее также широтным глыбовым складкам Сарысу-Тенизского водораздела. По резким изменениям рассчитанных глубин магнитных аномалий, связанных с каледонским фундаментом, устанавливается ряд скрытых на глубине широтных разрывных смещений основания герцинского чехла (Кронидов, Кумпан, Рябкова, 1958). Широтные разрывы устанавливаются также по смещениям основания герцинского чехла, выявленным сейсмическими методами. Подобные разрывы совпадают с положением отдельных флексур и крыльями широтных брахискладок. Амплитуда

вертикальных смещений по таким разрывам оценивается в 1—1,5 км. Часть из этих разрывов по геофизическим данным прослеживается западнее Восточно-Улутавского разлома в западную часть Джезказганской впадины.

Широтная ориентировка брахискладок устанавливается на обширных территориях востока Джезказганской впадины, от железнодорожной ст. Теректы на севере до гор Жаман-Айбат в центральных районах Бетпак-Далы. Мульды и брахисинклинали на севере впадины обычно имеют асимметричное строение. Их северные крылья сравнительно круты (10—20°), южные более пологи (5—10°). Южнее — на левобережье р. Сарысу и в Бетпак-Дале — южные крылья мульды более крутые, северные пологие. Все брахискладки восточной половины Джезказганской впадины являются крупными структурными носами и коробчатыми глыбовыми складками, подобными складкам Сарысу-Тенизского поднятия, но более глубоко погруженными.

Для западной части Джезказганской впадины характерны брахискладки меридионального — «улутавского» простирания. По сравнению с брахискладками восточной зоны они обладают меньшими размерами (5—10×10—20 км) и большей вытянутостью. Отношение ширины к длине составляют для них 1 : 3, 1 : 4. Углы наклона пластов на крыльях изменяются обычно от 10 до 20°, редко составляют 50—60°. Наибольшими углами падения и линейностью отличаются складки в зоне Восточно-Улутавского разлома. Часто складки осложнены продольными разрывами. Наиболее четко выражены мульды и брахисинклинали; антиклинальные складки в западной половине впадины часто имеют характер узких гребней и перемычек, разделяющих широкие крупные брахисинклинали и мульды.

Складки, устанавливаемые на поверхности как в восточной, так и в западной частях впадины, сложены толщами верхнего палеозоя, синклинали выполнены обычно мергелями кингирской свиты, антиклинали образованы красноцветными песчаниками и алевролитами жиделисайской свиты нижней перми. К ядрам антиклинальных складок иногда приурочены соляные купола.

Проявления соляной тектоники в Джезказганской впадине давно известны (Петрушевский, 1938, 1939). Судя по прорыванию соляными штоками и деформациями не только пород палеозоя, но и кайнозойских отложений, их развитие продолжалось длительное время формирования герцинских складок. Возраст солей позднефаменский или раннетурнейский. По данным бурения, на куполе Рахметнура установлена мощность гипсовой шляпы в 200 м. Главная масса соляного штока сложена каменной солью.

В последние 10 лет геофизическими работами, бурением и геологическими съемками Г. В. Белова установлен ряд других соляных куполов. Они расположены главным образом в западной и центральной частях впадины, находясь преимущественно в области меридиональных брахискладок. Купола тяготеют к крутым флексурам или зонам относительно большей дислоцированности верхнего палеозоя. Так, наиболее крупные купола, а скорее всего соляные валы, приурочены к зоне торцового сочленения меридиональных и широтных складок в центральных частях Джезказганской впадины (например, соляной вал к юго-западу от слияния рек Сарысу и Кингир, скв. Ю-1). Соляные купола обычно достаточно четко отмечаются в гравитационном поле как локальные минимумы, а по материалам электроразведки — как «зоны» с непластовым залеганием соли.

Приуроченность подобных соляных валов к ядрам гребневидных антиклиналей в западной половине впадины позволяет предполагать

большую роль соляной тектоники в формировании позднепалеозойской складчатой структуры Джекказганской впадины. Может быть этими причинами объясняется несоответствие между структурой базальных горизонтов герцинского чехла, устанавливаемой по данным геофизики, и герцинскими складками, откартированными на поверхности.

На крыльях вытянутых синклиналиных складок, сложенных мергелями кингирской свиты, красноцветные соленосные породы жиделисайской свиты иногда образуют небольшие антиклинали, в которых отмечается увеличение количества соли в сводах. По геофизическим данным (гравиметрия, электроразведка), они прослеживаются в виде протяженных аномальных полос минимумов. Под синклиналими, сложенными породами кингирской свиты, для жиделисайской свиты характерен бессолевого разрез. Это можно предполагать благодаря заметному увеличению скорости волн и плотностей пород жиделисайской свиты под синклиналими. Если это так, то, вероятно, пермские соли испытали незначительные перемещения. Однако пермские соли не образуют куполов. Судя по материалам бурения, они залегают в виде крупных пластовых залежей вблизи границы между жиделисайской и кингирской свитами.

В отдельных редких случаях (скв. Ю-1) пермские пластовые соли проткнуты девонско-раннекаменноугольными солями, образующими типичные соляные купола (Габай, 1960).

Глубинное строение герцинского дислоцированного чехла изучалось комплексом сейсморазведочных, магнитометрических, гравиметрических, электроразведочных методов. Наиболее определенно геофизическими методами устанавливаются структурные поверхности, отвечающие границам разделов толщ различного литологического состава и соответственно различных физических свойств. Такими поверхностями являются: основание герцинского дислоцированного чехла, кровля известняков турнейского яруса, граница между джекказганской и жиделисайской свитами.

Установленная геофизическими методами глубинная структура в общих чертах согласуется со структурой, выявленной при изучении поверхности, хотя отдельные элементы близповерхностной структуры и структуры основания герцинского чехла не совпадают. Судя в первую очередь по структурным картам, полученным сейсмическими методами, можно определенно утверждать, что глубинное строение характеризуется теми же закономерностями, что и наблюдаемая структура. Так, для западной части впадины характерны главным образом меридиональные и северо-западные простирания складок, для восточной — широтные. Опущенные блоки в западной части Джекказганской впадины соответствуют Кумолинской синклинали и складкам, лежащим на ее продолжении к югу, поднятые блоки — системе линейных антиклинальных складок, находящихся на простирании Жанайской глыбовой брахиантиклинальной складки.

Глубина залегания каледонского складчатого фундамента в Джекказганской впадине составляет 4—5 км, а в пределах отдельных антиклинальных складок — всего 1,5—2,5 км, о чем свидетельствуют как общие геологические, так и геофизические данные. Вблизи северного ограничения впадины, как это установлено в близлежащих частях Улутавской зоны и Сарысу-Тенизского поднятия, происходит резкое скачкообразное изменение мощностей среднего и верхнего девона (Зайцев, Голубовский и др., 1967; Зайцев, Кабанов, 1966), заметно уменьшаются мощности нижнего карбона. Оценивая суммарную мощность покрова среднего и верхнего палеозоя в 3000—4000 м, можно предполагать соответствующее положение складчатого каледонского фундамента на глубине. Подобные оценки глубины залегания фундамента для север-

ной части впадины даются по магнитным, гравиметрическим и сейсмическим данным.

В северной части Джезказганской впадины кровля каледонского фундамента представляет собой плоскую, слегка волнистую поверхность, а аномальные эффекты физических полей в значительной степени обусловлены составом слагающих его пород. По комплексу геофизических методов сравнительно неглубокое (1,5—2 км) положение фундамента устанавливается непосредственно к юго-западу от Джезказгана (Сарысуйское поднятие). Южнее Карсакапайского поднятия устанавливается высокое положение каледонского фундамента (500 м). Этот выступ фундамента ограничивает здесь Джезказганскую впадину с запада.

На юге Джезказганской впадины выявлены значительные (до 2—4 км) вариации его глубин, устанавливаемые по материалам КМПВ и магниторазведки.

В центральных и западных частях Джезказганской впадины сейсмическими методами А. М. Котляровым выявлено наличие сравнительно глубоких (до 2 км) меридиональных прогибов в базальных частях герцинского чехла. Эти прогибы располагаются восточнее Западно-Улутавского и Восточно-Улутавского разломов. Судя по гравиметрическим и магнитометрическим данным, эти прогибы заполнены толщами, содержащими основные эффузивы. По положению подошвы турнейских известняков, по сейсмическим данным (так называемого «красного» опорного сейсмического горизонта), можно предполагать, что эти грабены «запечатаны» нижекаменноугольными толщами. Возможно с этими грабенами связаны верхнедевонские соленосные отложения, давшие исходный материал для известных здесь соляных куполов (Петрушевский, 1938, 1939; Габай, 1960).

Как по данным картировочного бурения, выполненного Г. В. Беловым на правом берегу р. Сарысу в ее среднем течении, так и по сейсмическим работам, устанавливается постепенное воздымание шарниров частных складок герцинского чехла и уменьшение (до 3—4 км) глубины залегания каледонского фундамента в центральных частях впадины (к югу от широты долины р. Белеуты). Если подобная тенденция сохранится и далее к югу, то на участке между Чуйской глыбой и широтой р. Белеуты под покровом мезозоя и кайнозоя можно ожидать появления толщ среднего и верхнего карбона (аналогов рудоносных свит Джезказганского района).

Предположение об общем сокращении мощностей девонских и раннекаменноугольных отложений с севера на юг и заложении Джезказганской впадины только в позднем палеозое (Зайцев и Кабанов, 1966) подтверждено результатами глубокого бурения в центральных частях впадины. Единственная глубокая скважина (в восточной части урочища Кызылкак), достигшая каледонского фундамента, вскрыла разрез, характеризующийся малыми мощностями девонских и раннекаменноугольных отложений (красноцветный верхний девон 40 м, преимущественно известняковый нижний карбон 660 м).

По «красному» сейсмическому горизонту, соответствующему в северной части Джезказганской впадины известнякам турнейского яруса*, устанавливается ряд крупных прогибов и относительных поднятий.

Сравнительно менее изученной является верхняя часть разреза чехла, залегающая над «красным» опорным сейсмическим горизонтом. В этой толще наиболее выдержанным является горизонт с $V_{гр} = 5000$ м/сек,

* Следует оговориться, что привязка «красного» сейсмического горизонта в центральных и южных частях Джезказганской впадины к турнейскому ярусу весьма условна, так как к югу весь разрез нижнего карбона становится существенно известняковым, а граница между визейским и турнейским ярусами литологически неразличимой.

имеющий условную стратиграфическую привязку к подошве перми. Рельеф этого горизонта сохраняет основные черты структуры, устанавливаемой для более низких уровней. Лишь менее четкими становятся широтные направления, в частности разрывы, устанавливаемые по предполагаемым смещениям подошвы герцинского чехла и «красного» сейсмического горизонта. По сопоставлению высотных отметок рассматриваемого и «красного» горизонтов устанавливается значительное увеличение мощности каменноугольных отложений в прогибах (до 1600—2200 м) и резкое их сокращение на отдельных поднятиях (до 400—1000 м). Зная закономерности изменения мощностей карбона в целом на открытых территориях, можно предполагать, что эти изменения мощностей происходят главным образом за счет красноцветных терригенных толщ средне-позднекаменноугольного возраста.

Мульды и брахискладки, сложенные более высокими горизонтами перми (кинбирская свита), распространены как в пределах прогибов, так и относительных поднятий.

ОЛЕНТЫ-ШИДЕРТИНСКАЯ ВПАДИНА

Складки, выполненные верхним девонем и нижним карбоном, в отличие от более древних девонских структур, имеют четко выраженную северо-западную, реже северо-восточную и очень редко субширотную и субмеридиональную ориентировку. Они представлены в большинстве случаев небольшими (до 10 км) просто построенными синклиналями и грабен-синклиналями, отношение ширины к длине которых от 1 : 2 до 1 : 4. Наиболее крупными структурами северо-западного прстириания являются: Борлы-Акжарская, Сарыбулакская, Кушокинская и Инталинская. Борлы-Акжарская грабен-синклиналь, в отличие от остальных, имеет довольно сложное строение и форму в плане. Она протягивается в северо-западном направлении (300°) на 65 км, при ширине до 25 км, ограничиваясь с юго-запада и северо-востока системой разломов, очевидно, среднедевонского заложения. В средней части этой структуры выделяется несколько брахикуполов и антиклинальных валов, вытянутых в северо-восточном направлении, поперечном по отношению к длинной оси грабен-синклинали, которые разделяют последнюю на Борлинскую и Акжарскую синклинали. От этих же валов отходит субширотная Сарыбидаикская грабен-синклиналь, отделенная с юга от Акжарской синклинали узкой Сарыбидаикской антиклиналью, а с севера системой разломов близширотного прстириания.

ЧИНГИЗ-ТАТБАГАТАЙСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

В современной структуре палеозойд Казахстана Чингиз-Тарбагатайская складчатая система представляет собой крупный мегантиклинорий, расположенный между герцинскими Зайсанским и Джунгаро-Балхашским мегасинклинориями. Обнаженная часть его протягивается в общем северо-западном направлении более чем на 700 км, максимальная ширина достигает 130 км. На северо-западе он перекрыт платформенным чехлом Западно-Сибирской плиты, а на юго-востоке плавно погружается под структуры герцинского складчатого комплекса. Северо-восточной границей мегантиклинория является Калба-Чингизский глубокий разлом; система краевых синклинорий Зайсанской складчатой системы, выполненных главным образом каменноугольными отложениями, перекрывает его северо-восточное крыло. Геофизические данные позволяют предполагать, что каледонские структуры мегантиклинория продолжают значительно северо-восточнее Калба-Чингизского разлома, возможно вплоть до Чарского гипербазитового пояса. Юго-западная и западная граница мегантиклинория выражена иначе: здесь и

в структурном и в формационном отношении каледониды постепенно сменяются герцинидами и мегантиклинорий довольно плавно сочленяется с Джунгаро-Балхашским мегасинклинием. Только на отдельных участках, как, например, в Западном Тарбагатае, севернее Акбастауского месторождения, в горах Токая, Толпак, Агырек отчетливо вырисовывается то более, то менее резкое несогласие герцинского и каледонского структурных планов.

Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий в направлении его генерального северо-западного простирания может быть расчленен на четыре блока (с северо-запада на юго-восток): Алкамергенский, Чингизский, Западно-Тарбагатайский и Восточно-Тарбагатайский. В целом эти блоки отличаются своими геофизическими полями, но границы между ними, вероятно, отчетливы лишь в фундаменте складчатой системы; в верхних же структурных этажах они фиксируются воздыманием шарнира мегантиклинория и виргациями складок. Весьма возможно, что блоки отличаются и другими геологическими особенностями, но изученность региона еще недостаточна для сравнительного анализа мощностей и формационных особенностей слагающих эти блоки образований, химизма и металлогении пород, интенсивности складчатости и т. д. Можно отметить только, что в Чингизском блоке, в отличие от других, интенсивно был проявлен позднекаледонский эффузивный и интрузивный гранитоидный магматизм. Алкамергенский блок выделяется широким развитием самых поздних герцинских гранитоидов, особенно щелочных. Западно-Тарбагатайский блок более насыщен ранними герцинскими гранитоидами нормального известково-щелочного ряда. Если же рассматривать весь Восточный Казахстан, то граница между Западно- и Восточно-Тарбагатайскими блоками совпадает с зоной резкой смены широтных (Тянь-Шаньских) структур северо-западными (алтайскими); границы между Западно-Тарбагатайскими и Чингизским, последним и Алкамергенским приходятся на зоны скрытых глубинных разломов — соответственно Акчатау-Зайсанский и Успенско-Рубцовский, выделяемых В. Н. Любецким.

На границе Западно- и Восточно-Тарбагатайских блоков каледонские складки Тарбагатайского антиклинория наиболее сжаты и образуют сигмоиду, а на юго-восток разветвляются: одна ветвь принимает почти широтное направление, другая — меридиональное. К северо-западу от границы этих блоков также наблюдается расщепление складок (Чунайский и Окпектинский синклиний), хотя не столь резкое — складки в целом сохраняют северо-западное простирание. В районе гор Аягуза, на границе Западно-Тарбагатайского и Чингизского блоков, шарнир мегантиклинория воздымается, а затем к северо-западу, внутри Чингизского блока, складки (сжатые в Западно-Тарбагатайском блоке в узкий пучок) расходятся широким веером. Осевой Чингизский антиклинорий сохраняет северо-западное («тарбагатайское») простирание, Акчатауский — отклоняется к югу, Аркалыкский — к востоку. В целом Чингизский блок в плане имеет миндалевидную структуру. Между сравнительно узкими Акчатауским и Чингизским антиклинориями расположены широкие Абралинский и Чунайский синклинии. На широте гор Мурджик наблюдается еще одно воздымание шарнира Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. К северо-западу отсюда, в Алкамергенском блоке, прослеживаются лишь две антиклинорные ветви. Одна (Алкамергенский антиклинорий) имеет северо-западное простирание, но близ погружения под Прииртышскую синеклизу все более отклоняется к востоку. Другая (Кызылтас-Экибастузский антиклинорий), продолжающая чингизскую антиклинальную ветвь и также имеющая северо-западное простирание, вскоре перекрывается герцинскими структурами Караган-

динского синклинория; далее к северо-западу фрагменты ее обнажаются лишь в окрестностях Баянаульского плутона. Здесь эта антиклинорная ветвь испытывает резкий дугообразный изгиб, как бы облекая жесткую (Баянаульскую) глыбу; сначала она принимает широтное направление, затем даже юго-западное, а далее меридиональное и северо-восточное. Под западным бортом Прииртышской синеклизы Алкамергенский и Кызылтас-Экибастузский антиклинории, вероятно, соединяются. Между ними размещается крупный Баянаульский синклинорий, который в плане имеет форму трехконечной звезды; почти в центре его располагается триас-юрская Майкубенская грабен-мульда. Таков общий план структур Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, которые были окончательно оформлены на границе силура и девона и позднее лишь усложнены наложенными позднекаледонскими орогенными и герцинскими структурами, а также многочисленными разрывами, подновленными уже в альпийское время.

Чингиз-Тарбагатайский мегантиклинорий, возникший на месте заложенной в верхнем рифее геосинклинальной системы, формировался в течение байкальской, ранне- и позднекаледонских эпох складчатости; строение его было усложнено тектоническими движениями герцинской складчатости. Соответственно этому складчатые структуры мегантиклинория сложены четырьмя структурными комплексами (табл. 31).

Антиклинории сложены преимущественно салаирским структурным комплексом; в ядрах их нередки блоки байкальского комплекса. Синклинории выполнены главным образом каледонским структурным комплексом и осложнены герцинскими наложенными структурами.

В пределах Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория наблюдаются две системы взаимно перпендикулярных региональных разломов. Первая из них (субширотные и субмеридиональные разрывы) является, по-видимому, системой разломов добайкальского фундамента, слабо проявленных в верхних структурных этажах. Она выделяется в основном по геофизическим данным. Как долгоживущие глубинные структуры, разломы этой системы оказывают некоторое влияние на размещение магматических масс в верхних структурных ярусах. Вторая система глубинных разломов (северо-западные и северо-восточные разрывы) оказала значительное влияние на историю геологического развития района.

Наиболее важными являются разломы северо-западного простирания, характеризующиеся глубинным заложением, длительным и унаследованным развитием, а также четко выраженными прямолинейными сместителями. К ним приурочены байкальские ультрабазитовые и салаирские габбро-плагиогранитные интрузии, пояса каледонских и герцинских гранитоидных интрузий. Заложение северо-западных разломов относится, вероятно, к предбайкальскому времени; в течение байкальской, салаирской и каледонской эпох они контролировали размещение структурно-фациальных зон и служили магмоводами; умеренная активизация северо-западных разломов отмечается и в альпийскую эпоху тектогенеза.

В догерцинское время северо-западные разломы характеризовались главным образом вертикальными движениями; в герцинскую же эпоху возможно по ним осуществлялись преимущественно горизонтальные сдвиговые перемещения с амплитудой 90—100 км. По геофизическим данным, разломы северо-западного простирания относятся к категории глубинных, в настоящее время затухающих в нижних горизонтах «гранитного» слоя. Разломы северо-восточного простирания выражены слабо и скорее относятся к категории скрытых глубинных структур. Они фиксируются прерывистыми поясами даек, системой мелких разрывов

Структурные комплексы и формации Чингизского мегантиклинория

Структурные комплексы	Этажи и подэтажи		Формации и характер пликативных дислокаций	
Герцинский	Верхний этаж (триас-юрский)		Континентальная терригенная моласса. Грабен-синклинали, мульды с пологими днищем и крыльями; в приразломных бортах углы наклона достигают 60°	
	Нижний этаж (фамен-каменноугольный)		Терригенно-угленосная, терригенно-карбонатная. Узкие „вложенные“ грабен-синклинали, наложенные мульды с наклоном крыльев 15—40°	
Каледонский	Верхний этаж	Девонский подэтаж	Континентальная красноцветная терригенная (аркозвая) моласса; вулканогенно-молассовая формация. Наложённые синклинали, вулканотектонические мульды; углы наклона крыльев 10—25°	
		Верхнеордовикско-силурийский подэтаж	Вулканогенно-молассовая пестроцветная и сероцветная морская моласса. Брахиформные складки двух-трех порядков с отношением осей 1:3, углы наклона крыльев до 30—40, реже 60°	
	Нижний этаж (ордовикский)		Морская флишондная, граувакковая, андезито-базальтовая. Сочетание линейных складок нескольких порядков (углы наклона крыльев 30—60°), развитых на крыльях синклиниориев, с брахискладками 2—3 порядков (углы наклона крыльев 15—40°), выполняющих центральные части синклиниориев; в приразломных зонах — сильно сжатые линейные складки нескольких порядков	
Салаирский	Верхний этаж (верхнекембрийско-трематодский)		Вулканогенно-молассовая. Наложённые брахиформные, иногда вложенные, близкие к линейным складкам, углы наклона крыльев 20—50°	
	Нижний этаж (нижне-среднекембрийский)		Андезитовая и базальт-андезитовая. Широкие линейные складки с углами наклона крыльев 40—60°	Терригенно-кремнистая. Узкие линейный изоклиналильные складки с углами наклона крыльев 60—80°
Байкальский	Верхний этаж (верхне-рифейско-вендский)		Морская вулканогенно-терригенная. Наложённые брахиформного типа складки с отношением осей 1:3—5; углы наклона крыльев 30—60°	
	Нижний этаж (верхне-рифейский)		Кремнисто-спилитовая, диабазовая. Узкие линейные, изоклиналильные складки нескольких порядков; плейчатость; углы наклона крыльев 60—90°	

северо-восточного простирания, цепочками интрузий и рудопроявлений. Наблюдается определенная закономерность и в расположении глубинных разломов. Наиболее крупные (I порядка) разломы широтного простирания располагаются на расстоянии 110—120 км, а субмеридиональные 90—130 км. Между ними развивается соподчиненная система глубинных разломов II порядка, располагающихся соответственно на расстоянии 30—40 и 35—50 км. Отчетливо проявленные системы глубинных разломов северо-западного простирания, являющиеся границами структурно-формационных зон, расположена на расстоянии 70—80 км. Между ними через 35—45 км развиваются разломы II порядка. Несколько больший шаг имеют скрытые глубинные разломы северо-восточного простирания, расположенные через 150 км.

ЗОНА КРАЕВОГО ВУЛКАНИЧЕСКОГО ПОЯСА

На большей части зоны краевого вулканического пояса обнажены нижне-среднедевонские эффузивы, смятые в брахиформные складки, образующие систему впадин, полукольцом охватывающих герцинские структуры Прибалхашья. Девонские вулканиты резко несогласно перекрывают смятые в линейные складки позднедокембрийские, нижнепалеозойские и силурийские толщи; сами они перекрыты верхнедевонско-каменноугольным структурным этажом. Последний образует здесь серию наложенных синклиналей, крупнейшими из которых являются Ащисуйская, Карагандинская, Джанльминская и др. Додевонские складчатые толщи обнажены на незначительных площадях, и структурный план их, за редкими исключениями, может быть намечен лишь в общем виде. Северный сектор вулканического пояса (Караганда-Тундыкская впадина) наложен на синклинорий, выполненный верхнеордовикскими и силурийскими толщами. Этот синклинорий, судя по фрагментам его к северу от Караганды и югу от Баянаула, и по строению и истории формирования подобен герцинскому синклинорию. В западном секторе пояса Приатасуйская и Западно-Балхашская (Моинтинская) впадины, по-видимому, также наложены на синклинории, окончательное оформление структур которых приходится на границу силура и девона. В литературе эти впадины чаще называются синклиноориями. Западно-Балхашская впадина на востоке отделяется от верхнепалеозойской Токрауской впадины поднятием, сложенным докембрийскими и нижнепалеозойскими толщами и описанным здесь как Новалы-Кызылспинский антиклинорий. Он представляет собой фрагмент каледонской структуры, переработанной герцинскими движениями. В восточном секторе вулканического пояса структуры девонских эффузивов наложены на Чубартау-Урджарский синклинорий. Характеристика структур краевого вулканического пояса дается на примере лучше изученных северного и западного секторов его.

КАРАГАНДА-ТУНДЫКСКАЯ ВПАДИНА

Карагандинский синклинорий представляет собой сложный прогиб, выполненный средне-верхнедевонскими и каменноугольными осадочными и угленосными толщами. На западе он расчленяется на мульды и грабены, в центральной части соответствует обширной впадине Карагандинского каменноугольного бассейна, а на востоке переходит в узкую Ащисуйскую синклиналь. Прилегающая с севера к Карагандинскому синклинорию часть каледонского массива представляет собой систему складок докембрия, нижнего палеозоя и силура меридионального или близкого к нему простирания. Эти складчатые сооружения перекрыты плащом вулканогенных образований нижнего — среднего девона, слагающих в общем полосу широтного простирания, ос-

ложненную поперечными и диагональными глыбовыми нарушениями. Западная часть Карагандинского синклинория расположена целиком в пределах этой полосы девонских вулканогенных пород. С юга Карагандинский синклинорий обрамляется системой складок широтного простирания, сложенных эффузивными и осадочными породами девона, опрокинутых и надвинутых с юга на север в сторону синклинория. Южнее Карагандинского бассейна в эту систему складок вовлечены ордовикские породы. Для описываемой полосы складок типично наличие протяженных разрывов-надвигов и сбросов, осложняющих складчатое строение этой области. Эта полоса интенсивных складчато-разрывных дислокаций известна под названием Спасской зоны (Спасского антиклинория). Западнее впадины собственно Карагандинского бассейна Спасская зона выклинивается, и Кулан-Утпесская мульда западной части Карагандинского синклинория по надвигу примыкает к западной части Нуринского синклинория. Нуринский синклинорий обрамляет с юга Спасскую зону, на западе примыкает и к Карагандинскому синклинорию. Он выполнен мощным терригенным комплексом силура и девона.

Карагандинский синклинорий протягивается от верховьев р. Кулан-Утпес на западе до гор Жельтау на востоке на 350 км. Западная часть синклинория расчленена на Кулан-Утпесскую мульду, Самарский и Завьяловский грабены. Эти впадины заполнены отложениями фамена и всех отделов каменноугольной системы, они разделены поднятиями, сложенными эффузивным девонем. Кулан-Утпесская мульда характеризуется изометричной формой, немного вытянута в широтном направлении. По северному ее крылу слои залегают полого, на западе мульда осложнена дополнительными складками. Юго-восточная часть мульды по надвигу примыкает к Нуринскому синклинорию.

Завьяловский и Самарский грабены представляют собой вытянутые в меридиональном направлении мульдообразные структуры, ограниченные по своим западному и восточному бортам крутыми сбросами. Угол падения сместителей, ограничивающих грабены, с запада 70—75° и с наклоном к западу, восточные сбросы вертикальны. Перемещение по сбросам достигает нескольких километров. Падения слоев близ сбросов очень крутые, на глубине до 10—15°, так что в разрезе описываемые складки имеют коробчатую форму. Восточнее располагается впадина Карагандинского бассейна. Она представляет собой широтный прогиб сложной конфигурации, изменяющий свой стиль строения с северо-запада на юго-восток. В середине этот прогиб разделен на две части Майкудукским горстом, сложенным эффузивным девонем. Западная часть прогиба образована отложениями фамена и каменноугольной системы.

В строении восточной части участвуют фаменские и нижнекаменноугольные толщи, а южного крыла — терригенная акбастауская свита среднего — верхнего девона. Наиболее прогнутая западная часть впадины с запада оборвана крупным (амплитуда 4—5 км) Тектекским сбросом, круто наклоненным на запад. Она же выступом каледонского массива с севера и пологим Алгабасским поднятием центральной части впадины разделена на две складки: западную — Чурубай-Нуринскую и восточную — Карагандинскую (Промышленный участок).

Чурубай-Нуринская синклираль вытянута в меридиональном направлении, по ее северному и восточному крыльям, залегание слоев пологое до 30—40°, южный борт примыкает к Спасской зоне и характеризуется наличием на фоне общего моноклинального падения дополнительных мелких складок, опрокинутых на север и осложненных надвигами.

Алгабасское поднятие, ограничивающее Чурубай-Нуринскую синклиналь с востока, имеет форму структурного носа, переходящего в складки южного борта впадины Карагандинского бассейна. Фиксируется это поднятие по выходам ашлярической свиты среди более молодых отложений; восточное крыло его более крутое. Карагандинская синклиналь располагается почти целиком в пределах северной части бассейна. Она вытянута в северо-восточном направлении и характеризуется пологим залеганием слоев на северном крыле и более крутым на юго-восточном, выходящим на глубину. Юго-восточное крыло оборвано крутым Майкудукским сбросом. Майкудукский горст, разделяющий впадину бассейна на две неравные половины, сложен эффузивными образованиями девона. С запада, востока, и юга он ограничен крупными сбросами. Между южным краем горста и Спасской зоной расположена узкая полоса нижнекаменноугольных пород, смятых в узкие широтные складки.

Верхнесокурская синклиналь, расположенная восточнее Майкудукского горста, представляет собой резко асимметричную структуру, вытянутую в широтном направлении. Центральная часть складки выполнена аккудукской и ашлярической свитами. Ее северный борт сложен фаменскими и турнейскими отложениями. При общем моноклинальном залегании слоев он осложнен узкими изгибами, по-видимому, связанными с разрывами, продольными по отношению к крылу синклинали. Плащ эффузивных девонских пород, покрывающий каледонский массив в части прилегающей к крылу Верхнесокурской мульды, дислоцирован согласно с ним. В строении южного борта синклинали участвует, кроме нижнекаменноугольных отложений, акбастауская свита. Южная часть синклинали представляет собой пучок сильно сжатых складок северо-восточного простирания, опрокинутых на север, южное крыло синклинали обрезано надвигом, сместитель которого падает по углом 40° на юг. Вдоль этого надвига располагается узкая антиклиналь, образованная акбастауской свитой, фаменом и турне, она также осложнена продольными разломами. Верхнесокурская мульда замыкается восточнее р. Алтынсу.

ПРИАТАСУЙСКАЯ И ЗАПАДНО-БАЛХАШСКАЯ ВПАДИНЫ

Приатасуйская впадина занимающая северную часть западного сектора вулканического пояса, отделена от впадины северо-западного сектора пояса, наложенной на Конский синклинорий, зоной Тектурмасского глубинного разлома. Границей между Приатасуйской и Западно-Балхашской впадинами служит Булаттауское поднятие. Последнее представляет собой фрагмент каледонских складок, соединяющих Бурунтавский и Атасу-Моинтинский антиклинорий. В строении Приатасуйской впадины участвует три группы структурных элементов. Преимущественно на юго-востоке отдельными изолированными выходами обнажаются структуры «основания», представленные доордовикскими кремнистыми и кварцитовыми толщами, дислоцированность которых по своему характеру близка к дислоцированности толщ, слагающих Бурунтавский антиклинорий. В «структуры покрова» входят две разновозрастные группы структурных элементов. Ранняя из них сложена вулканогенными толщами нижнего, среднего и первой половины верхнего девона. Они образуют систему крупных линейных и куполовидных поднятий и пологих, нередко линейных прогибов с сохранившимися в них структурными элементами, сформированными породами верхов девона

и нижнего карбона. Только наличие в составе вулканогенных покровов флюидалных лав или горизонтов туфов позволяет вскрыть более сложное строение отдельных участков этих покровов. В восточной части впадины выделяется система асимметричных синклинальных складок, простирающихся в общем северо-западном направлении и образующих примыкающую с запада к Атасуйскому сбросу самостоятельную Огузтаускую зону. Примыкающие к зоне сброса северо-восточные их крылья, сложенные породами фаменткого возраста, более крутые, общим наклоном слоев до 40° , а в непосредственном контакте с зоной сброса доходящим до 70° . Более сложно здесь строение складок в средне-верхнедевонских вулканогенных толщах (окрестности гор Кызылжар), где линейные складки с углами падения пород в $30\text{—}35^\circ$ во внутренней своей части распадаются на ряд мелких мульд.

Проще устроена западная часть Приатасуйской впадины. Здесь преобладают структурные элементы, в формировании которых участвуют вулканогенные образования нижнего, среднего и отчасти верхнего девона. В некоторых случаях к антиклинальным куполовидным поднятиям приурочены массивы гранитоидов (например, Мунглинская антиклиналь). Структурные элементы, сложенные каменноугольными образованиями, сохранились здесь в большинстве случаев в приразломных депрессиях и характеризуются в связи с этим общими линейными простирациями. Таковы Кенжибайсайская, Каратасская и иные синклинали. В качестве примера их строения может быть указана Кенжибайсайская синклиналь. Это узкая ($1\text{—}1,5$ км), вытянутая ($20\text{—}25$ км) складка сложена породами нижнетурнейского возраста, с углами падения пластов на крыльях порядка $30\text{—}35^\circ$. По мере приближения к зоне ограничивающего ее разлома крутизна наклона слоев возрастает до $60\text{—}70^\circ$, а непосредственно в зоне разлома — и до 90° . Различного масштаба разрывные нарушения преобладающего северо-западного простираения приводят к возникновению срывов, сдвигов, не нарушающих, однако, сколько-нибудь значительно общее строение синклиналей. Такие нарушения осложняют зону контакта синклинали с Кылчинским гранитным массивом, или узкую Прикарабинскую антиклинальную складку. Мелкие сдвиги (с небольшими перемещениями) осложняют Карасайскую, Кокतालскую синклинали. Наиболее крупным нарушением такого рода является Шалгий-Караобинский сдвиг, но и он не вызывает вертикальных перемещений затронутых им блоков. Такие же крупные разломы оказали свое влияние на устройство западной части этой впадины (например, Кенебайский сброс).

Западно-Балхашская или Моинтинская впадина расположена между Новалы-Кызылэспинским, Атасу-Моинтинским и Бураттауским поднятиями. В строении ее участвуют эффузивные толщи нижнего — среднего и частично верхнего девона, терригенные образования верхнего девона и пестрый комплекс осадочных толщ нижнего и среднего девона, которые образуют ряд пологих антиклинальных структур, разобщающих серию крупных синклинальных складок. Своей конфигурацией и распределением в пространстве они в значительной мере подчиняются структурному плану додевонских сооружений. Наиболее крупные из этих синклиналей, как, например, Талкудукская мульда, осложняются несколькими антиклинальными перегибами и мелкими куполовидными поднятиями, в ядрах которых иногда обнажаются эффузивы нижнего — среднего, а частью и верхнего девона. Все они в свою очередь осложняются пологими синклинальными прогибами, например в северной части впадины. Дислоцированность участвующих в строении Талкудукской мульды турнейских и визейских отложений весьма умерен-

ная. Общий наклон слоев не превышает 10—15°, и только в зонах вторичных антиклинальных перегибов он возрастает до 20—25°. К ядру мульды приурочены широтно ориентированные тела гранитных интрузий, отдельные части которых смещены друг относительно друга сдвиговыми нарушениями. Особенно характерен в этом отношении крупный Кашкентенизский сбросо-сдвиг, смещающий не только частные складки и блоки гранитоидов в Талкудукской мульде, но и отдельные части последней к югу крупной Кашкентенизской синклинали. В пределах последней можно установить, что левое крыло синклинали оказалось смещенным к северу по крайней мере на 1,5—2 км. Дополнительной особенностью рассмотренных синклиналей следует считать участие в их строении несогласно залегающих висте-намюрских складок, образующих здесь самостоятельный структурный ярус. Заслуживает быть отмеченной, также расположенная к западу от Талкудукской мульды, Кызыл-киингизская синклиналь, крылья которой, сложенные окремненными известняками и мергелями русаковского горизонта, испытывают резкую дислоцированность по простирацию, по мере приближения к структурам рамы (Булаттауской ветви Бурунтавского антиклинория).

Новалы-Кызылэспинский антиклинорий примыкает с юга к Атасу-Моинтинскому антиклинорию, отделяясь от него наложенной Акбастауской синклинальной зоной, и прослеживается на юг в общем меридиональном направлении к побережью оз. Балхаш. В строении его участвуют преимущественно древние — кембрийские, ордовикские и силурийские, частью вулканогенные образования. На значительно меньших площадях сохранились структурные элементы, сложенные вулканогенными толщами девона и карбона. Большое количество разновозрастных гранитных интрузий уничтожили преобладающую часть сформировавшихся здесь древних сооружений и достаточно глубоко метаморфизовали первичноосадочные или вулканогенные толщи. Наиболее древние образования, по наблюдениям А. В. Зайчикиной, слагают здесь систему линейных, часто изоклинальных или веерообразных складок с углами наклона крыльев, достигающими 70—80° и даже 90°. Нередко они осложнены системой дополнительных складок более низких порядков. Более умеренно дислоцированы отложения ордовика; структуры их имеют азимутальные несогласия с кембрийскими* структурными элементами. Для них также характерна общая дислоцированность в систему линейных, сжатых, но несколько менее крутых складок с углами падения в 70, реже 80°. Еще более слабо смяты силурийские отложения, хотя в целом дислоцированность их здесь более сильная, чем в других структурно-формационных зонах. Для них характерны падения слоев от 45 до 70°. Из частных структурных элементов, сложенных силурийскими толщами, следует отметить Кызыл-Эспинскую и Акчагыльскую антиклинали, обнажающиеся к востоку и западу от Кызыл-Эспинского гранитного массива. Система пологих брахискладок, сформированных вулканогенными толщами девона, сохранилась преимущественно на западном крыле антиклинория, а небольшие покровы каменноугольных вулканогенных образований — на восточном крыле и на южном его окончании (урочище Сокуркой). Серия глубинных разломов меридионального, северо-восточного и северо-западного направлений раздробила антиклинорий на ряд блоков, сложенных более древними, предположительно докембрийскими и кембрийскими структурными элементами.

* В Новалы-Кызылэспинском антиклинории обнажен и позднекембрийский структурный комплекс.

ДЖУНГАРО-БАЛХАШСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ СИСТЕМА

СПАССКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ, НУРИНСКИЙ И АЙНАСУЙСКИЙ СИНКЛИНОРИИ

У (33) Спасский антиклинорий (Спасская складчатая зона) простирается от среднего течения р. Чурубай-Нура на западе до левых притоков р. Тундык на востоке на протяжении 250 км. Она четко ограничивает с юга основную большую часть Карагандинского синклинория. Строение ее на всем протяжении неоднородно. На западе, непосредственно южнее Карагандинского бассейна в строении ее принимают участие ордовикские вулканогенные зеленокаменные породы, осадочно-вулканогенный комплекс нижнего — среднего девона, вулканогенный комплекс того же возраста и акбастауская свита живетского и франского ярусов. Ордовикские породы образуют односторонний горст на западном ограничении зоны и блоки по ее южному краю. Блоки южного края с юга ограничены протяженным Коктальским сбросом амплитудой в несколько километров, а северный край их надвинут на складки девона. Девонские отложения образуют складки с четко выраженными замыканиями и со срезанными надвигами крыльями. Плоскости надвигов все наклонены на юг. Складки и осложняющие их надвиги нарушены сбросами северо-западного простирания. Система складок такого строения протягивается к востоку на 80 км и погружается. Надвиг, ограничивающий блоки ордовикских пород с севера, сливается со сбросом, протягивающимся вдоль южного края всей зоны. Далее к востоку от гор Семиз-Кызы в строении зоны принимают участие преимущественно породы акбастауской свиты, а вулканогенный девон, представленный преимущественно андезито-базальтами обнажается в отдельных блоках, вдоль южного края зоны. Вблизи надвига, ограничивающего здесь зону с юга, складки акбастауской свиты сильно сжаты и опрокинуты на север, замыкания их осложнены мелкой гофрировкой. Далее к северу наблюдаются более крупные синклинали с четкими замыканиями. С севера по границе с Карагандинским синклинорием эта система складок обрезана надвигом, плоскость которого под углом 40° падает на юг. Приблизительно такого строения система складок протягивается на 80—90 км до г. Жусалы. Восточнее в строении Спасской зоны принимают участие в основном андезито-базальты верхней части девонского вулканогенного комплекса, акбастауская свита слагает в пределах ее отдельные узкие грабены. Андезито-базальты смяты в четкие узкие складки, осложненные продольными сбросами и надвигами. Вблизи северного края зоны они опрокинуты на север. С севера зона ограничивается системой надвигов, плоскость которых падает под углом 60° на юг. Они подставляют друг друга, отходя последовательно в глубь зоны. С юга зона ограничивается крупным сбросом. Южнее гор Жельтау зона изменяет свое простирание с северо-восточного на широтное и сужается до нескольких километров. В пределах ее здесь развиты сильно рассланцованные эффузивные породы, элементов складок наблюдать не удастся. Юго-восточнее гор Жельтау, в районе пос. Акжал, зона дугообразно изгибается на юго-восток и принимает более простое строение, ширина ее 10—15 км. По южному краю этой части Спасской зоны выходят ордовикские породы, образующие антиклиналь, погружающуюся на запад; ядро антиклинали прорвано гранитоидами. С юга антиклиналь оборвана сбросом, который является и ограничением всей зоны. С северо-востока гранитоиды ядра антиклинали надвинуты на эффузивные породы девона, последние рассланцованы на протяжении

2 км вкосте простираия, а в общем образуют нормальное крыло складки. С востока Спасская зона обрзается меридиональным Центрально-Казахстанским разломом, отделяющим ее от складчатой системы Чингиза.

Нурииский синклинорий ограничивает Спасскую складчатую зону с юга, на западе он примыкает по надвику к полосе вулканогеенных пород девона, в которую вложен Карагандинский синклинорий.

Нурииский синклинорий сложен на западе терригенной серией силура и нижнего девона, в центральной части — преимущественно нижним и средним девонем, а в районе оз. Карасор — осадочно-вулканогеенной серией среднего — верхнего девона. Типичной чертой синклинория является последовательное погружение его шарнира на восток. С юга и запада синклинорий ограничен Атасу-Тектурмасским антиклинорием, сложенным позднедокембрийскими сериями. На юго-востоке южное ограничение синклинория скрыто массивами верхнепалеозойских гранитоидов, представляющих восточную часть фронта гранитоидов верхнепалеозойского возраста, обрамляющих с юга и прорывающих внешне складчатые сооружения герцинид — Тектурмасский антиклинорий и Нурииский синклинорий.

С востока Нурииский синклинорий обрзается Центрально-Казахстанским разломом. Западная часть синклинория характеризуется асимметричным строением, ее наиболее погруженная часть располагается вдоль надвига, ограничивающего синклинорий с севера. Характер складчатости изменяется от довольно мелкой на крыле синклинория к протяженным простым широким синклиналям (длиной около 30 км и шириной 10—15 км) в его центральной части. Она оборвана надвигом, вдоль которого происходит подворачивание слоев в южном направлении. В пределах этой части синклинория наблюдаются наложенные синклинали, образованные красноцветными средне-верхнедевонскими отложениями. Центральная часть синклинория отделена от описанной Топарским гранитным массивом среднекаменноугольного возраста. Она представляет собой систему складок северо-западного, широтного простираия, достаточно протяженных (15—20 км) и широких, осложненных дополнительными изгибами. Полностью восстановить формы складок в этой части синклинория трудно из-за очень большого количества осложняющих их продольных и поперечных разрывов. Восточная часть синклинория представляет собой обширную синклинальную структуру шириной до 50 км, у которой четко вырисовывается северное центриклинальное замыкание, осложненное многочисленными дополнительными мелкими складками. Наиболее прогнутая часть синклинальной структуры, выполненная фаменскими отложениями, располагается на юго-востоке ее. Ось этой структуры ориентирована в север-северо-восточном направлении.

В строении Айнасуйского синклинория принимают участие девонские (преобладают) и силурийские образования. Характерно развитие исключительно осадочных фаций, и только в разрезах девона северного крыла синклинория появляются лавы и пирокласты. Для синклинория типично отсутствие каких-либо несогласий как внутри девона, так и между девонем и силуром. Оба крыла Айнасуйского синклинория осложнены разрывными нарушениями, и структура в целом представляется в виде крупного грабена. Осадочные толщи синклинория смяты в сравнительно спокойные складки, осложненные на отдельных участках многочисленными разрывами. Общее направление осей складок плавно меняется от северо-западного на западе до широтного и северо-восточного на востоке. Складки второго порядка в пре-

делах синклинория: брахисинклиналь водораздела Акбастау — верховья Адельсу, Тюлькулинская синклиналь, Турубасарбекская антиклиналь в области водораздела рч. Байгаха — Акбастау, Сарыджальская синклиналь, антиклинальная структура правобережья Нуры, антиклиналь междуречья Нура-Караозек и др. Угол наклона крыльев этих складок колеблется от 40—45° до 60—70°. Крылья складок часто оборваны разломами. В ряде структур отмечается отчетливо выраженное опрокидывание складок на юг, в сторону Тектурмасского антиклинория (Сарыджальская синклиналь, антиклиналь междуречья Нура — Караозек).

Нуринский и Айнасуйский синклинории, сформировавшиеся на месте одного прогиба, обладали общими чертами развития только до лудловского времени. В конце лудлова или начале девона в Нуринском синклинории, в результате тектонических движений, скорость прогибания резко упала, так что в дальнейшем область синклинория лишь частично перекрывалась отложениями девона и карбона. В области же Айнасуйского синклинория режим интенсивного прогибания продолжался в течение всего девона; за этот период отложились толщи, достигающие, по В. И. Яговкину, мощности 4000—5500 м.

АТАСУ-ТЕКТУРМАССКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Две ветви этой антиклинальной структуры имеют собственные названия: западная известна как Атасуйский антиклинорий, восточная как Тектурмасский. Атасуйская ветвь сложена позднерифейскими вулканогенно-кремнистыми образованиями и несогласно залегающей на них среднекембрийско-нижеордовикской кремнисто-терригенной толщей. Складки в этих толщах на юге имеют северо-западное, близкое к меридиональному простирание. Севернее они расщепляются на ряд пучков северо-западного, меридионального и северо-восточного, почти широтного (тектурмасская ветвь) направлений. Складки в рифейской толще (байкальский структурный комплекс) довольно различны по морфологии. Общими для них являются линейный характер и кулисообразное расположение в плане. Изоклинальные складки характеризуются площадью развития отдельных серий их до 2 км²; амплитуда 800—900 м. Форма замков складок остроугольная; в замковых частях интенсивно развит кливаж осевой плоскости. Другим морфологическим типом являются лежащие асимметричные складки. Складки ориентированы согласно общему структурному плану байкалид.

Среди складок, сложенных среднекембрийско-нижеордовикскими породами различают линейные симметричные и асимметричные. Размеры: длина до 6 км (иногда несколько больше), ширина 1,5—2 км (иногда до 4 км); оси складок, как правило, погружаются к юго-востоку под углами 25—30°. Для асимметричных линейных складок общим является крутое западное и юго-западное крылье (углы падения пород 62—85°) и более пологие противоположные (углы падения 40—50°). Иногда в них наблюдается опрокидывание западных и юго-западных крыльев. Замки складок округлые (обычно в симметричных) или остроугольные (в асимметричных). Редки концентрические куполовидные складки диаметром до 2,5 км; углы падения крыльев достигают 60—70°. Среди складок салаирского комплекса широко развиты приразломные складки волочения. Характерна приуроченность их к разломам северо-западного направления, причем обычно подобные складки возникают в зонах небольших разрывных нарушений.

Тектурмасская ветвь представляет собой крупную длинную структуру протяжением более 200 км. В ядре ее на поверхность выступают породы уртынджальского комплекса и тесно связанные с ними интрузии ультраосновных и основных пород. На обоих крыльях антиклинория

широкое развитие имеет зеленоцветная терригенная толща силура. Особенностью антиклинория является присутствие в его пределах покровов верхнепалеозойских эффузивов, резко несогласно залегающих на подстилающих породах.

Породы уртынджальского комплекса смяты в систему крупных, сжатых складок общего восток-северо-восточного простирания с углами падения крыльев 70—90°, часто опрокинутых, по данным А. А. Богданова (1937—1938 гг.), в южных грядках на юг, в северных — на север, что указывает на веерообразный характер структуры. Интенсивное сжатие, приведшее к формированию такой напряженной складчатости, сопровождалось разрывными нарушениями, с расланцеванием и дроблением пород. Интрузии основных и ультраосновных пород приурочены, очевидно, к древним швам. Лежащие на крыльях антиклинория зеленоцветные терригенные отложения силура тоже смяты интенсивно, причем местами они несут отчетливые следы дислокационного метаморфизма.

Оформление Тектурмасского антиклинория, как крупной складчатой структуры, относится, вероятно, к началу ордовикского периода.

АТАСУ-УСПЕНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

Этот синклинорий представляет собой огромную, дугообразную в плане, сложно устроенную складчатую зону. Она расположена между Атасу-Тектурмасским антиклинорием и системой антиклинальных складок, принадлежащих Булуттауской ветви Бурунтавского, Атасу-Моинтинского и Жаман-Сарысуйского антиклинориев. Южная часть этой структуры известна под названиями Нижне-Атасу́йского синклинория (Б. И. Борсук) или восточной ветви Атасу́йского антиклинория (А. А. Богданов); северная часть рассматривается многими исследователями как два самостоятельных синклинория — Сарысу́йский, прилегающий к Атасу-Тектурмасскому антиклинорию, и Успенский, граничащий с Жаман-Сарысу́йским антиклинорием. С юга на север и далее на восток простирания складчатых структур Атасу-Успенского синклинория плавно изменяются от северо-западных к меридиональным, затем северо-восточным и почти широтным у сочленения его с Токрауской впадиной. Особенности строения Атасу-Успенского синклинория удобнее рассмотреть по отмеченным выше частям его.

В строении Нижне-Атасу́йской части синклинория участвуют средне-позднеордовикские и силурийские отложения общего северо-западного простирания. Сжатый на юге пучок складок по направлению к северу расщепляется: часть из складок отклоняется к северо-востоку и примыкает к гранитному массиву Сарытау, другая же часть, обладая северо-западными и меридиональными простираниями, прослеживается вплоть до левого бережья р. Сарысу. На этом северном участке они сложены преимущественно силурийской толщей и причленяются к Атасу-Тектурмасскому антиклинорию. В рассматриваемой части синклинория имеется ряд наложенных девоно-каменноугольных структур (Джайльминская синклиналь и более мелкие — Самбейская и др.). Джайльминская синклиналь в южной своей части резко несогласно (почти под прямым углом) перекрывает более древние сооружения. На севере отдельные ее структурные элементы более приспособляются к древним сооружениям. Строение ее сравнительно простое. В юго-западной части (между урочищами Жумарт и Каражал) она распадается на ряд брахисинклиналей второго порядка и таких же куполовид-

ных поднятий. Несколько восточнее более крупная Каражальская антиклиналь расчленяет ее на две полусамостоятельные структуры. Более мелкие синклинали (Ктайская и др.) сохранились и на востоке и северо-востоке.

Сарысуйская часть синклинория сложена преимущественно терригенными зеленоцветными породами силурийского возраста мощностью не менее 5—7 км. Степень дислоцированности пород различная. Кремнистые породы, слагающие Нарбакскую и Бестюбинскую антиклинали, смяты в крутые изоклинали, в то время как силурийские зеленоцветные образования имеют углы наклона в 60—70° и образуют более пологие широкие складки. Спокойным залеганием характеризуются вулканогенные образования живётско-франского возраста и среднего карбона. Эти образования слагают в пределах синклинория ряд небольших наложенных мульд (Бурубайскую, Жанааркинскую, Кызылжальскую, Ордабасскую и Багайлинскую). На восточном фланге сарысуйской части синклинория широко развиты девонские и каменноугольные интрузии. Обычно осадочные породы здесь смяты в сложные крутые складки. Все указанные структурные элементы осложнены нарушениями сбросового и сбросо-сдвигового характера. Особенно большое количество различных нарушений северо-западного направления отмечается в районе Ордабасской и Булгалинской наложенных мульд.

Успенская часть синклинория сложена мощными осадочно-вулканогенными и вулканогенными образованиями среднего — верхнего девона, преимущественно осадочными отложениями верхнего девона и нижнего карбона и вулканогенной толщей среднего карбона. Эта часть Атасу-Успенского синклинория представляет собой сильно сжатую линейную структуру, осложненную системой мелких, местами спокойных складок с наклоном крыльев 40—50°, чаще более крутых и запрокинутых к северу, она нарушена многочисленными продольными разрывами, вызвавшими надвигание более древних пород на молодые.

Разрывные нарушения типа надвигов и сбросо-надвигов, вызвавшие расланцевание или развальцевание пород, сопутствовали, по-видимому, складчатости, проявившейся в обстановке интенсивного бокового давления и сопровождающейся энергичной магматической деятельностью. Явления надвигания отчетливо выражены южнее месторождения Алабуга, в юго-восточных отрогах горы Кара-Киик и других местах. Зоны расланцевания не имеют сплошного распространения; они захватывают породы верхнего силура, девона и нижнего карбона. Ширина зон колеблется от 1—1.5 до 10 км (в районе Верхнего Кайракты) и более. Зоны эти сопровождаются сериями кварцевых жил и окварцеванием пород (Верхний Кайракты, Акмая, Ак-Булак, горы Уста, Манатай и др.).

Тектонические швы местами «залечены» некрупными телами мелкозернистых гранитов, гранит-порфиров и кварцевых порфиров. Формирование Успенской зоны смятия тесно связано, по-видимому, со складчатостью, проявившейся в смятии средне-верхнедевонских и нижнекаменноугольных образований. Залегание на них резко несогласно эффузивы среднего карбона и граниты Калдырминского пояса задеты процессами дислокационного метаморфизма лишь местами, вероятно, уже в результате более поздних подвижек по старым швам. С тектоническими движениями позднего палеозоя возможно связаны поперечные, секущие разрывы, также широко развиты в пределах Успенской зоны смятия, и интрузивные и гидротермальные процессы, сыгравшие существенную роль в формировании рудных месторождений.

Складчатость фаменско-нижнекаменноугольных образований, окончательное становление Успенской складчатой зоны и возникновение зоны смятия следует связывать с движениями середины раннего — начала среднего карбона (саурская — судетская фазы), при этом одно-стороннее направленное с юга на север давление привело к надвиганию Жамансарысуйского блока на Успенскую синклинорную зону.

У(35)Г

ЖАМАН-САРЫСУЙСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Жаман-Сарысуйский антиклинорий представляет собой крупную весьма своеобразную структуру, составляющую площадь около 5000 км²; занимая срединное положение в отношении соседних структур, он замыкается на севере Успенским, на западе и юге — Акжал-Аксоранским синклинориями, а на востоке — Токрауской впадиной. В современном эрозионном срезе антиклинорию присуща изометричная форма, причем основные простирания внутри структуры указывают на дугообразный изгиб ее в плане, обращенный выпуклостью к западу. Отчетливо намечается общее погружение шарнира антиклинория на восток-юго-восток в сторону Токрауской впадины. В целом же Жаман-Сарысуйский антиклинорий носит характер крупной брахискладки, крылья которой на севере, западе и юге осложнены разрывами, по которым она граничит с соседними синклинориями.

Сложен антиклинорий преимущественно отложениями лудловского яруса, из-под которых в ядрах складок второго порядка на западе, юго-западе и юге выступают более древние силурийские образования. Смяты силурийские отложения в сложную систему напряженных складок северо-восточного простирания на севере, меридионального на западе и северо-западного на юге; углы наклона крыльев складок достигают 60—80°.

Участвующие в строении Жаман-Сарысуйского антиклинория континентальные образования среднего и верхнего девона и морские отложения верхнего девона и нижнего карбона, залегающие резко несогласно на отложениях лудлова, формировались в локальных прогибах и слагают наложенные мульды. К такого типа структурам относятся Кайрактинская, Байназарская, Акирская и Котурсельтейская мульды, синклинали гор Шетшоко и Ортошоко. В структурах, образованных вулканогенными толщами среднего — верхнего девона и осадочными толщами верхнего девона — нижнего карбона, последние, как правило, смяты более интенсивно, чем подстилающие их эффузивы. Складки эти осложнены разрывами. В зоне сочленения Жаман-Сарысуйского антиклинория и Токрауской впадины породы девона и нижнего карбона смяты в систему брахискладок второго порядка. В пределах этих складок отчетливо выражен дисгармоничный характер складчатости внутри указанного комплекса, проявляемый значительно более интенсивной складчатостью осадочных образований верхнего девона и нижнего карбона в сравнении с подстилающими их осадочно-вулканогенными и вулканогенными толщами среднего и верхнего девона. Кроме того, в пределах указанных структур наблюдаются многочисленные разрывные нарушения типа взбросов, сбросов и мелких надвигов, относящихся к Уралбайской разломной зоне и придавшие им мелкоблочковый характер. Породы среднего визе — намюра и верхнепалеозойский вулканогенный комплекс также смяты в складки второго порядка. При этом, как правило, они имеют характер брахискладок типа мульд и куполов значительного радиуса с углами наклона крыльев в породах визе — намюра порядка 20—25°, в породах верхнего палеозоя — от 15—20 до 5—10°. Складки верхнего палеозоя осложнены си-

стемой разрывов преобладающего северо-западного направления типа сбросов и сбросо-сдвигов. Разломы этого направления секущие, более древние разломы северо-восточного направления, имеют региональный характер.

Образование Жаман-Сарысуйского антиклинория, как крупной положительной структуры, относится скорее всего к середине девона и было связано с поднятием, которое произошло в пределах крупного прогиба, занимавшего в силуре почти всю территорию Шетского района. Поднятие это сопровождалось разрывными нарушениями, придававшими структуре характер горста. Последующие тектонические движения, в частности конца раннего — начала среднего карбона, проявились в пределах Жаман-Сарысуйского антиклинория в форме складчатых деформаций и разрывных нарушений. Сам антиклинорий при этом под влиянием сильного одностороннего давления с юга был надвинут на соседнюю Успенскую синклиналиную зону.

АТАСУ-МОИНТИНСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ И АКЖАЛ-АКСОРАНСКИЙ СИНКЛИНОРИЙ

В строении Атасу-Моинтинского антиклинория принимают участие позднедокембрийский, каледонский и герцинский структурные комплексы. Докембрийские структуры сильно переработаны более поздними каледонскими и герцинскими деформациями, поэтому реконструкция их затруднена. Верхнерифейские кислые вулканиты залегают с угловым несогласием на средне-верхнерифейских сланцах и кварцитах суманакской и актауской свит, смятых в складки, структурный план которых остается неясным.

Главнейшие каледонские структуры (Былыкдакский и Шундинский синклинории, а также Узунжалский, Актасский и Саранский антиклинории) имеют в плане вид дуг размерами $120—130 \times 10—50$ км, обращенных выпуклой стороной к северо-западу.

Совокупность каледонских антиклинориев и синклинориев принадлежит единому каледонскому антиклинорию первого порядка. Возникновение этих структур происходило в условиях интенсивного тангенциального сжатия. Веерообразный характер каледонских антиклинориев был обусловлен нагнетанием в их ядра пластичного сланцево-кварцитового материала.

Предживетские и раннефранские движения привели к образованию крупных горст-антиклинальных и мелких купольных поднятий, а также сопряженных с ними грабенообразных структур и мульд. Последние возникли вдоль Акжал-Аксоранской и Ортау-Акбастауской зон глубинных разломов, ограничивающих Атасу-Моинтинский антиклинорий. Образование грабенов и мульд во времени теснейшим образом переплеталось с живет-франским (в Ортауско-Самбайско-Акбастауской) и франским (в Акжал-Аксоранской зоне) вулканизмом. Однако все эти структуры были частично или полностью переработаны саурскими движениями, создавшими Атасу-Моинтинский антиклинорий и обрамляющие его с севера Акжал-Аксоранский синклинорий, а с юга Акбастаускую синклиналиную зону.

Атасу-Моинтинский антиклинорий — это крупный выступ каледонского фундамента, высоко (до 4,5 км) приподнятый во время саурской складчатости. Среднепалеозойские отложения на большей части его размыты, но следы саурских движений можно видеть в подновлении древних разрывов и развитии серий сбросовых и сдвиговых нарушений. Ориентировка сдвигов (преимущественно правых) — СЗ 300—

330°, амплитуды горизонтальных смещений 400—600 м, ширина тектонических блоков от 400 м до 2 км и более. Наиболее интенсивные левые сдвиги происходили по Акбастауской зоне разломов, причем северный блок антиклинория был сдвинут на запад-северо-запад по отношению к южному на 12 км. Перемещение блоков на запад привело к опрокидыванию в этом направлении каледонских структур меридиональных дуг Актау, Байэпше и надвиганию их на силурийские и девонские образования.

По останцам ниже-среднедевонских терригенных пород в пределах антиклинория установлены серии глыбовых складок и складчатых зон (например, Ортауаская антиклиналь размерами 20×6 км, Костюбинская антиклиналь — 15×5 км, Кызылтасская синклиналильная зона 20×6 км, Буркуттинская синклиналиль и др.). Некоторые антиклинали имеют клиновидную в плане форму, ограничиваясь, с одной стороны, поперечными шарнирными сбросами с амплитудой вертикальных перемещений до 700 м, а с двух других сторон продольными сбросами и взбросами. Взбросы характерны для бортовых частей антиклинория, на границах с Акжал-Аксоранской и Акбастауской зонами. Амплитуды вертикальных движений по продольным сбросам достигают 1000—1500, а по взбросам 4000 м. Углы падения девонских пород на крыльях антиклиналей обычно не превышают 15—30°. Синклиналильные зоны, сложенные ниже-среднедевонскими терригенными породами (например, Кызылтасская, Буркуттинская и др.), имеют более вытянутые очертания и состоят из серий эшелонированных брахискладок или их фрагментов, обрезанных продольными и диагональными разломами. Углы падения на крыльях складок пологие и увеличиваются до 50° лишь в зонах разломов.

В пределах Акжал-Аксоранского синклинория выделяются синклиналильные зоны — Аиртауская, Кенебек-Жондытауская, Акжал-Аксоранская, удлиненные брахискладки — Ишкеульмесская, Бала-Косинская, изометричные брахискладки — Айринская, Тастауская. Примером интенсивно сжатых структур в центральной части Акжал-Аксоранского синклинория является Кенебек-Жондытауская синклиналильная зона шириной 2—4 км при длине до 15 км. Она состоит из десятка узких тектонических клиньев, в каждом из которых имеются фрагменты синклиналильных и антиклинальных складок. Четкие узкие сильно пережатые пликативные структуры отмечены только в осадочных породах девона и карбона. Главной особенностью пликативных структур является крутое падение крыльев складок (50—65 до 80—90°), нередко отмечаются опрокинутые на север складки. Во многих пунктах наблюдаются поперечные ундуляции шарниров складок при углах их падения от 10 до 50°. В синклиналильных зонах, подобных Кенебек-Жондытауской, некомпетентные породы интенсивно раскливажированы, прослойки известняков утонены, а пласты кремней в них будинированы.

В Акбастауской синклиналильной зоне выделяются Акшокинская и Кызылсайская синклиналильные зоны второго порядка, Самбайская, Егинбулакская, Акбастауская, Кызыладурская и другие синклиналили. Здесь сохраняется тот же стиль складчатой и разрывной тектоники, который характерен для Акжал-Аксоранского синклинория. Местами зона выражена лишь одной узкой брахисинклиналилью с углами падения на крыльях не более 40—50°.

В западной части Акжал-Аксоранского синклинория и Акбастауской синклиналильной зоны вдоль их близмеридиональных ветвей (Ортауаской, Самбайской) наблюдаются серии изометричных, нарушенных кливажом, продольными и поперечными сбросами, реже взбросами брахискладок, наследующих либо план каледонских складчатых структур

(Алабас), либо девонских структур вулкано-тектонического происхождения (Самбайская мульда, Жаман-Кенелинская антиклиналь и др.). Размеры таких складок в плане достигают 25×12 км, углы падения на крыльях варьируют от 30 до 70°. В восточной части Акжал-Аксоранского синклинория и Акбастауской зоны на их близширотных отрезках преобладают сильно удлиненные (до 4×25 км) брахискладки или комплексы таких складок, нарушенные бесчисленными разломами.

Среди верхнепалеозойских структур в пределах Атасу-Моинтинского антиклинория и смежных с ним зон следует особо отметить те, в центральных частях которых размещаются округлые верхнепалеозойские, в том числе пермские, гранитные массивы. Вероятно, на месте будущих плутонов возникли структуры купольного типа, образование которых сопровождалось вулканизмом вдоль конических и кольцевых разломов. С вулканическими же процессами, видимо, было связано и преобразование некоторых куполов в кальдеры или мульды, примерами которых являются Жаман-Карабасская и Кумолинская в восточной части Атасу-Моинтинского антиклинория и Акбастауской зоны. В Жаман-Карабасской мульде-кальдере сохранились реликты верхнепалеозойских вулканитов, падающих на периферии структуры периклинально, а ближе к центру центриклинально под углами 10—30, редко 40—50°. Кольцевые разломы имеют характер сбросов. Возможная общая амплитуда опускания юго-западного блока кальдеры относительно ее северного борта может оцениваться в 4,5 км.

V(и)Г

СЕВЕРО-БАЛХАШСКИЙ АНТИКЛИНОРИЙ

Тектоническая структура Северо-Балхашского антиклинория складывается из двух геотектонических элементов, имевших различное геологическое развитие. Ядро Северо-Балхашского антиклинория сложено верхнедокембрийско(?)—кембрийским спилито-яшмовым комплексом и является раннекаледонским складчатым сооружением. На раннекаледонском основании располагается несколько наложенных структурных этажей — силурийский, фамен-турнейский, визе-намюрский, средневерхнекаменноугольный и нижнепермский. Эта ядерная часть антиклинория на протяжении герцинского этапа развития (с конца ордовика) относилась к категории геоантиклиналей с неустойчивым тектоническим режимом. Наиболее существенными явились поднятия на границе силура и девона, сопровождавшиеся складчатостью. Северная периферия антиклинория резко отделяется от центральной. Она являлась частью крупного среднепалеозойского Северо-Балхашского прогиба, заложенного в конце ордовика и непрерывно прогибавшегося до середины ранней перми. Северо-Балхашский прогиб был заложен при обрушении центральных частей раннекаледонского мегантиклинория вследствие активизации тектонических движений в Центральном Казахстане.

В южном крыле Северо-Балхашского антиклинория в отличие от северного сохраняется параллельность и известная унаследованность структур среднего и раннего палеозоя. Ядерная часть Северо-Балхашского антиклинория, сложенная верхнедокембрийско(?) — кембрийским спилито-яшмовым комплексом, представляет собой уцелевшую при обрушении часть южного крыла раннекаледонского (салаирского?) антиклинория. Восточная часть ядра от правобережья долины р. Баканас до горы Ушозек на протяжении около 80—90 км представляет собой узкую линейную структуру; к западу раннекаледонское ядро расширяется, образуя резкую Ушозекскую сигмоиду, от которой вновь следует к западу, разделяясь у р. Ащизек на две ветви: северную — Кызык-

скую и южную — Итмурундинскую, при этом общая ширина полосы раннекаледонских структур увеличивается до 60—70 км. Кызыкская ветвь, имеющая север-северо-западное простирание, резко погружается под герциниды северной периферии антиклинория (вследствие обрушения по разломам). Итмурундинская ветвь также погружается в запад-северо-западном и северо-западном направлениях под структуры Токрауского синклинория, но не столь резко и на значительно меньшую глубину.

Позднедокембрийско-кембрийский спилито-яшмовый комплекс антиклинория смят в систему крупных предельно сжатых складок линейной, реже челнокообразной формы. Для всех складок характерно крутое положение шарниров и преимущественно вертикальное положение всех структурных элементов первого порядка. Размер складок первого порядка от 15 до 70 км в длину, при ширине 5—10 км. Складки четкие, хорошо картируемые благодаря маркирующей толщии яшм казыкской свиты. Складки первого порядка осложнены складками высших порядков, вплоть до плейчатости, но при этом не нарушается общая форма складок первого порядка. Наиболее сложные складчато-разрывные структуры высших порядков развиты в толще спилито-терригенно-яшмовых пород самой древней — итмурундинской свиты. Складки второго порядка здесь имеют первые сотни метров в длину: в свою очередь эти складки подвергались интенсивному дополнительному смятию, сопровождаемому разрывами, среди которых отчетливо преобладают компоненты горизонтального сдвига, продольного к общему простиранию тектонических структур.

По огромному количеству сдвиговых нарушений происходит «расчленение» крыльев и целых складок второго порядка и образование будин из жестких яшмовых пластин. В связи с этими процессами развивается интенсивная плейчатость, особенно усиливающаяся в зонах макробудинажа, сгущения разрывов — сдвигов и исчезающая в местах ослабления тектонических напряжений. Во многих случаях, и особенно в Итмурундинской ветви, полоса развития пород итмурундинской свиты представляет собой тектоническую макробрекцию из пластичных основных вулканических пород, гипербазитов и жестких компонентных кремнистых пластов, подвергшихся интенсивному процессу сложного смятия и дробления. В яшмовой казыкской и диабазо-яшмовой тюретайской свитах дислоцированность пород уступает итмурундинской в связи с большей жесткостью яшмо-кремнистых пород, монолитностью свит в целом, но плейчатость, мелкие сжатые складки встречаются довольно часто.

Наложенные структуры силура образуют сложные тесно сжатые складки, разбитые многочисленными разломами. По южному крылу антиклинория устанавливается «приспособление» силурийских складок к раннекаледонским тектоническим формам, образуя своеобразные псевдосогласные структуры.

Для фамен-турнейских, визе-намюрских и среднекаменноугольно-пермских структур характерны брахиформные складки, приразломные и линейные. Форма складок стоит в прямой зависимости от блоковой структуры фундамента, которая также отражала и характер первичных прогибов.

Одной из наиболее крупных наложенных структур является Краснооктябрьский прогиб на южном крыле Итмурундинской ветви антиклинория. Слагающие этот прогиб отложения фамена — турне — намюра и верхнего карбона — нижней перми образуют два структурных этажа. Складки брахиформные непостоянных размеров и разной степени дислоцированности. На участках относительно цельного фунда-

мента развиваются складки, близкие к изометричным по форме. Вдоль разрывов они переходят в линейные. Обычный наклон крыльев 30—40°, но могут быть достаточно значительные отклонения в любую сторону. Многочисленные зоны смятия северо-западного направления создают весьма сложно смятые складки, рассекаемые массой разрывов, сопровождаемые складками волочения, рассланцеванием, указывающие на сдвиговый характер дизъюнктивных нарушений. В осевой части Итмурудинской ветви преобладают приразломные линейные складки скрутками или даже предельно сжатыми вертикальными крыльями. Вместе с тем наблюдаются случаи перехода сжатой приразломной складки в сравнительно пологие брахискладки (складки среднекаменноугольных — нижнепермских отложений Акшокино-Кентарлауской антиклинальной структуры и многие др.).

Степень дислоцированности отложений от фамена до нижней перми однотипна и примерно одинакова. Вулканыты кызылкиинской свиты (P_1^2 — P_2^1) дислоцированы гораздо слабее, образуя слабо изогнутые синклинали. Поэтому можно заключить, что главная складчатость для фамена — нижнепермских отложений была в нижней перми.

Совсем иного типа складчатые и разрывные структуры в периферийной зоне антиклинория, входившей в силурийско-нижнепермское время в область Северо-Балхашского прогиба. Здесь характерна непрерывная складчатость мощных осадочных толщ силура — нижней перми. Преобладают брахискладчатые структуры различных типов и форм, зависящие прежде всего от степени напряженности тектонических процессов в том или ином районе, зоне и т. п. На юго-западе нередко появление крупных узких линейных складок. Выделяются несколько складчатых структур первого порядка (на фоне всего антиклинория), с запада на восток: Бактайская антиклиналь, Катанбулакская синклиналь, Кентарлауская антиклиналь, Ащиозекская антиклиналь, Саякская синклиналь, Тюлькуламская антиклиналь.

В пределах Северо-Балхашского антиклинория существует ряд крупных разломов и зон разломов, оказывавших большое влияние как на морфологию складчатых структур, так и на ход развития ряда формационно-тектонических зон.

К числу наиболее древних разрывных нарушений относятся разломы по северной границе раннекаледонского ядра Северо-Балхашского антиклинория. Крупному сдвигу северо-западного простираения обязана виргация ядра антиклинория на Казыкскую и Итмурудинскую ветви. Этот сдвиговый раскол левостороннего типа проходил почти по осевой черте огромной антиклинали, южным крылом которой являлась Итмурудинская ветвь, а северным — Тюретайская моноклиналь Казыкской ветви. Левосторонний сдвиг вызывал резкий коленообразный изгиб Тюретайского крыла (Тесиктасская флексура), сопровождаемый раздвижением крыльев в стороны от сдвигового шва. Это привело к образованию прогиба в пределах юго-восточной части современной Катанбулакской синклинали и Бактайской антиклинали, который по своей природе может быть отнесен к категории грабенов в зонах раздвига. По-видимому, такого же типа прогиба возникли и к северу от центральной части раннекаледонского антиклинория.

Характерным элементом общей тектонической структуры являются зоны смятия — Молабулакская, Бесобинская, Бактайская — в северной периферической зоне антиклинория; Краснооктябрьская в одноименном прогибе на Итмурудинской ветви, Асамбайская и Торткульская на южном крыле ядра антиклинория и продолжающиеся в Северо-Джунгарском синклинории. Первые две зоны смятия — самые мощные, имеют субширотное, а Бактайская северо-западное простира-

ние и располагаются по границам крупных тектонических структур. Асамбайская и Торткульская зоны расположены внутри тектонических блоков.

Для всех зон смятия отчетливо проступает сдвиговый характер движения, проявляющийся как в конкретных крупных сдвиговых перемещениях отдельных фрагментов ранее образованных складок, так и в ламинарном продольном течении материала в зонах интенсивного расщепления. Индикатором сдвига являются также складки волочения различных размеров. Ширина зон смятия обычно измеряется первыми километрами, протяженность — многими десятками и, возможно, первыми сотнями километров.

Время образования зон смятия в антиклинории устанавливается однозначно — середина ранней перми, повторные движения происходят в поздней перми. Сдвиговые перемещения по зонам смятия, помимо глубоких преобразований горных пород в пределах самих зон, оказывали существенное воздействие на окружающие их тектонические структуры. Так, левостороннее движение по сдвигам Бесобинской зоны смятия вызвало сильное сжатие по диагоналям Саяжской синклинали с образованием в ней системы левосторонних сдвигов и изгибания складок по длинной оси, проявившегося вмятием средней части северного крыла во внутрь синклинали.

ТОКРАУСКАЯ ВПАДИНА

Границы Токрауской впадины определяются областью развития верхнепалеозойских орогенных вулканитов. От Северо-Балхашского антиклинория впадина отделяется разломом, к которому приурочен Котырассанский прогиб. Но в целом, судя по геофизическим данным, рогееном основании. Юго-восточная часть ее представляет собой погружается под верхнепалеозойские эффузивы. Впадина возникла на гетерогенном основании. Юго-восточная часть ее представляет собой погружившееся северо-западное продолжение раннекаледонских структур Северо-Балхашского антиклинория. Северо-восточная часть наложена на среднепалеозойское складчатое основание, а северо-западная — на Жаман-Сарысуйский антиклинорий; юго-западная часть впадины положена на Новалы-Кызылэспенскую антиклиналь.

Большая часть площади Токрауской впадины характеризуется пониженным, минимальным для Центрального Казахстана уровнем гравитационного поля и беспокойным, знакопеременным мозаичным магнитным полем. Оно выделяется под названием Токрауского «гранитизированного» блока, как область максимальной для Центрального Казахстана мощности земной коры (свыше 50 км) и значительного увеличения мощности гранитного слоя. Геофизические материалы подтверждают представления М. И. Александровой (1958) о блоковом строении Токрауской впадины. Относительно пониженным гравитационным полем выделяются Жаланашский, Жамшинский, Майтасский грабены и относительно повышенные Шонгалский, Уралбайский и Кызылтасский горсты. Границами этих структур являются разломы, отмечаемые полосами сближенных изоаномал Δg . Максимальное опускание имеет место в пределах Жаланашского грабена. Здесь на поверхности обнажаются наиболее молодые для рассматриваемого района пермские эффузивы. В пределах Кызылтасского горста наблюдаются отдельные выходы более древних девонских образований, а в пределах Уралбайского — образований силура. На площади Шонгалского горста В. Ф. Беспаловым в кварцевых монцонитах обнаружены ксенолиты досилурийских пород (возможно указывающие на высокое положение здесь древнего фундамента впадины).

Тектоника верхнепалеозойского структурного этажа Токрауской впадины определяются главным образом крупными вулканотектоническими прогибами, в образовании которых принимали участие факторы как тектонического (складчатого) характера, так и вулканического — кальдеры, вулканотектонические депрессии. К числу последних можно отнести Каргалинскую, Кызылрайскую, Актогайскую, Шандактасскую, Кызылсуранскую синклиналиподобные депрессии и ряд других. Для этих структур характерны пологие углы падения 3—15°, отчасти отражающие первичный наклон покровов.

Для Токрауской впадины, в большей мере чем для Баканасской, характерны кольцевые вулканические структуры: Улькен-Каракуу, Кызыл-Рай, Майтас и ряд других (Авдеев, 1965). Поперечник кольцевых структур достигает 20—30 км. Для них характерно кольцевое расположение малых интрузий различного возраста, приуроченных к системе конических расколов, синклинальное строение внутренней части структуры, нередко интрузивы центрального типа. В то же время нельзя исключать и тектонический фактор в образовании отрицательных и положительных структур. Многие синклинали и антиклинали в пределах полей развития слоистых вулканогенно-осадочных пород (район гор Сарыгульджан, Анасской долины, Донблан, Достар и др.) имеют, бесспорно, тектоническое происхождение. Характер тектонических структур верхнепалеозойского этажа не обнаруживает прямой зависимости от строения фундамента. Узкий приразломный Катырасанский прогиб по происхождению сходен с Калмакэмельской зоной, он отличается более сжатой складчатой формой, местами с вертикальным падением крыльев; Калмакэмельская и Катырасанская зоны приразломных прогибов сочленяются под прямым углом близ слияния рр. Женишке и Токрау. В северной части Катырасанская зона теряет резко выраженные черты приразломной синклинали и сменяется рядом крупных, брахиформных складок.

В строении Токрауской впадины большое значение имеют дизъюнктивные нарушения. Устанавливается система сопряженных расколов северо-восточного и северо-западного направлений. Для южной половины синклинория более существенна северо-западная система разломов, а на севере господствуют северо-восточные разломы, на которые наложена система мезозойских правосторонних сдвигов северо-западного направления.

БАКАНАССКАЯ ВПАДИНА

Баканасская (Северо-Балхашская) впадина занимает область, сложенную преимущественно образованиями позднего палеозоя, расположенную между Чингиз-Тарбагатайским мегантиклинорием и Северо-Балхашским антиклинорием. Западный край ее проводится по Центрально-Казахстанскому сдвигу, который не являлся естественной границей впадины, а возник позднее — в мезозое, отделив Баканасскую впадину от Токрауской.

В Баканасской впадине отчетливо различаются западная и восточная части, часто называемые соответственно Катанэмельским и Баканасским синклинориями; граница между ними проходит по р. Баканас. Строго говоря, эти две структуры не могут быть названы синклинориями — они являются крупными блоками земной коры, резко различающиеся по возрасту фундамента верхнего палеозоя, историей развития вулканизма, морфологией тектонических структур верхнего палеозоя. В Катанэмельском блоке (синклинории) позднепалеозойский орогенный этаж располагается на герцинидах, северной части Северо-

Балхашского прогиба, вошедшей в зону саурского тектогенеза в визейское время. Баканасский синклиний развивается на каледонидах Чингизского мегантиклинория. Для него характерно более позднее начало вулканических процессов конца палеозоя, значительные масштабы андезито-базальтовых извержений и несколько меньшая роль интрузивного магматизма.

В Баканасском синклинии выделяются два структурных этажа. Нижний — сложенный морским средним палеозоем Северо-Балхашского прогиба и смятым в складки саурским тектогенезом, являющимся главной складчатостью для этой области. Верхний структурный этаж — герцинский орогенный комплекс верхнего палеозоя. Исключение составляет Калмакэмельская зона, где нижний складчатый комплекс не обособляется, образуя единые структуры с верхним палеозоем. Нижний структурный этаж выходит в северной части Катанэмельского блока. Здесь отложения девона — нижнего визе смяты в линейные и брахиформные складки. Линейный тип структур более отчетлив в краевой части синклинии. Размеры складок колеблются от нескольких километров по длинной оси до 15—30 км (Корештинская антиклиналь). Складчатость непрерывная, причем складки несколько асимметричны. Углы наклона крыльев колеблются в пределах 30—50°. Складки первого порядка осложнены дополнительными смятиями в виде простых и сложных изгибов, мелких асимметричных складок. Нижний структурный этаж выступает также в ядрах горст-антиклинальных поднятий более центральных частей синклинии, сложенных верхним орогенным структурным этажом. Характер складчатости среднепалеозойских толщ не изменяется, что позволяет достаточно уверенно говорить о единообразии тектонических форм нижнего этажа в пределах всего Катанэмельского блока.

Тектоническая структура верхнего орогенного этажа характеризуется преобладанием дизъюнктивных нарушений, блоковым строением и незначительной ролью пликативных деформаций. В верхнем структурном ярусе в значительной мере сохраняются первичные вулканические структуры. Складчатые тектонические структуры формируются только в частных прогибах, преобразованных в синклинали. К числу таких синклиналичных структур относятся Архарлинская, Сарыоба-Караобинская, Каскабулакская и Бужуртауская синклинали. В этих структурах значительную долю составляют первичные — конседиментационные элементы. Обычной является простая синклиналичная форма, в Сарыоба-Караобинской структуре имеются пологие складки высших порядков. Углы падения пологие 5—20°, и только в приразломных участках крутизна крыльев может увеличиваться до 50°. По-видимому, многие синклиналиподобные структуры типа Чубартау-Елтакоринской, Огузтауской и другие являются вулканотектоническими депрессиями, возникшими на последних стадиях вулканического процесса. Помимо синклиналичных структур устанавливаются тектонические структуры вулканокупольного типа, например, вулканокупол-реликт крупного щитового вулкана среднекаменноугольного возраста «Канжайляу», сложенный чередующимися покровами лав и пирокластов калмакэмельской свиты. Периклиналино падающие пласты лав этой вулканической структуры образуют овал поперечником 15—18 км. Иного типа вулканокупольной структурой является Караирекский вулканический массив, возникший на поднятии ранне-среднекаменноугольного времени. Он является местом сосредоточения вулканов средневерхнекаменноугольного, ранне- и позднепермского типа. В целом вулканокупольная структура образует вытянутый овал север-северо-восточного простирания длиной 20 и шириной 12 км. По восточному краю

в конце вулканической эпохи произошло обрушение по системе полукольцевых расколов, приведших к центриклинальному падению околожерловых покровов вулканитов.

Калмакэмельская зона приразломных прогибов представляет собой своеобразную зону, расположенную по южной окраине саурского складчатого сооружения и вулканического пояса позднего палеозоя. Эти прогибы возникли в зоне крупного раздвига, ограничивающего область саурского складчатого образования. В зоне раздвига возник ряд прогибов, преобразованных затем в синклинали. Образование синклиналей связано с саякской фазой в середине ранней перми. В Калмакэмельской зоне выделяются с запада на восток: Сайкылинская, Калмакэмельская, Кемельбекская, Караунгурская, Музбельская и другие синклинали. Для всех них характерна четкость складчатой формы, асимметричность — крутое южное крыло $40-50^\circ$ и пологое ($5-15^\circ$) северное, явная связь с первичными грабенообразными прогибаниями и граничными разломами. Складки брахиформные, овальные, вытянутые по простиранию зоны. Размеры складок от 5—6 до 40 км (Калмакэмельская синклинали).

Баканасский блок отличается от Катанэмельского развитием на каледонском складчатом основании, преобладанием пермских вулканогенных образований и довольно четкими крупными складчатыми тектоническими структурами (элемент вулканической тектоники полностью отрицать нельзя).

Большое значение в истории геологического развития герцинид рассматриваемой области и в общей морфологии тектонических структур, имеют разрывные нарушения. Зоны сдвигового смятия первостепенного значения — Каиндинская и Мизек-Акбастауская. Первая проходит по границе каледонид Чингизского мегантиклинория и герцинид Катанэмельского синклинория. Вторая следует севернее по границе ранне- и позднекаледонских зон Чингизского мегантиклинория, а на востоке также и по северному краю Баканасского синклинория. Обе зоны смятия являются юго-восточным продолжением Успенской и Спасской зон смятия с тем же типом структурных элементов.

В Каиндинской зоне смятия отчетливо устанавливается главный пароксизм тектонических движений в среднем визе — в саурскую фазу тектогенеза. Ширина зоны смятия непостоянна и колеблется в пределах от 2 до 20—25 км. Тектонические структуры зоны смятия представлены типичным сдвиговым парагенезом — сдвиги разного масштаба северо-западного направления, надвиги, раздвиги, складки волочения, нагнетания, расланцевания с элементами ламинарного течения.

С Каиндинским и в меньшей мере Баканасским разломами связана серия сопряженных сдвигов протяженностью во многие десятки километров. С Каиндинским сдвигом связано и образование Калмакэмельского разлома-раздвига. Помимо разломов субширотного — северо-западного направления, существует система субмеридиональных разрывов раздвигового типа. Обе системы разрывов играли роль магмоподводящих каналов.

СТРОЕНИЕ ПЛАТФОРМЕННОГО ЧЕХЛА

Как самостоятельная платформенная структура Казахский щит оформился в мезозое, когда окружающие его синеклизы приобрели тенденцию к устойчивым опусканиям. Область щита в это время выделялась на фоне прилегающих отрицательных структур как крупное сводовое поднятие (Петрушевский, 1955; Шатский, 1951), осложнен-

ное разломами, мелкими структурными формами типа брахискладок, флексурами и моноклиналями. Об интенсивности тектонических движений этого времени можно судить по мощности юрских отложений (900—1000 м), выполняющих отрицательные локальные структуры. При обновлении более древних разломов, вероятно в среднеюрскую эпоху, палеозойские толщи были надвинуты на мезозойские (Кушев, 1954 и др.). Несмотря на известные общие черты последующего тектонического развития земной коры Центрального Казахстана, в настоящее время не представляется возможным судить о характере мелких дислокаций раннеальпийской складчатости. Можно лишь отметить, что до среднего олигоцена включительно Центральный Казахстан представлял собой крупное сводовое поднятие. Наличие меловых и палеогеновых осадков как по периферии, так и во внутренних частях рассматриваемой геоструктурной области свидетельствует о неоднократных тектонических импульсах, прерывающих плавный ход ее тектонического развития. Не исключена возможность, что тектонические движения этого времени носили волновой характер с образованием плавных сводов, охватывающих территорию хр. Праулутау и Чу-Илийских гор, Кокчетавской глыбы и гор Нияз, хр. Чингиз, Тарбагатай и др.

Незначительное вначале поднятие Центрального Казахстана в верхнем олигоцене завершается мощной фазой тектонических движений, вызвавшей дальнейший рост горных сооружений. Формируются крупные и сложно построенные структуры, возникшие как результат унаследованного развития более древних. Это сводово-глыбовые поднятия хр. Чингиз — Тарбагатай и хр. Улутау, Тенизская и Колутонская впадины, совпадающие в плане с мегантиклинальными и мегасинклинальными каледонскими и герцинскими структурными элементами. Однако на этом этапе нередко возникают и обращенные структуры, захватывающие в поднятия (или в опускания) области и участки с совершенно иной историей геологического развития. Так, основанием крутого западного крыла и свода Улутауского поднятия является одноименный антиклинорий, а пологого восточного — части верхнепалеозойской Джезказганской впадины (Бабак, 1969).

Такие же черты развития характерны и для более мелких структур — предгорных и межгорных впадин, внутриворонных поднятий, следующих в своем развитии направления знака древних смещений и развивающихся самостоятельно. Например, в хр. Чингиз межгорная впадина совпадает в плане с Чунайским синклинорием, тогда как Абралинский древний синклинорий вовлечен в поднятия и развит в осевой части хребта. Для этого этапа большие амплитуды поднятий характерны для восточной части Центрального Казахстана (Малиновский, 1967).

В начале миоцена (собственно неотектонический этап) интенсивность тектонических движений в Центральном Казахстане затухает, а на границе нижнечетвертичной и среднечетвертичной эпох снова возрастает. После этого, повсеместно и особенно в восточной части рассматриваемой территории, сводовые дислокации сопровождаются обновлением древних разломов. Древние разломы, а это в первую очередь региональные тектонические нарушения, явились как бы каркасом формирования новейших мобильных зон, разделяющих крупные геоструктурные области (хр. Чингиз, Тарбагатай и др.). Преимущественно глыбовые тектонические смещения в четвертичное время подтверждаются морфологией и более мелких категорий морфоструктур. Низкогорья и мелкосопочные массивы, как правило, заключены в рамки тектонических разломов, обновление которых доказывается рядом признаков: совпадением подошв положительных форм рельефа со

швами разломов, прямолинейностью склонов на протяжении многих десятков километров и многими др.

В настоящее время накопилось достаточно данных, чтобы говорить о том, что именно с участием этих разломов связано возникновение и отрицательных новейших структур — например впадины, отделяющей хр. Чингиз от северо-западных отрогов хр. Тарбагатай, которая ограничена с юго-запада Чингиз-Тарбагатайским, а на северо-востоке — Ащисуйским разломами.

В пределах обеих тектонических зон установлены тектонические контакты пород палеозоя с рыхлыми отложениями кайнозоя. М. Б. Мычником (1958) произведено описание дислокаций плиоценовых песчаников и нижнечетвертичных конгломератов вдоль Ащисуйского разлома, Г. М. Козловским (1963) — неогеновых глин и пролювиальных отложений среднечетвертичного возраста вдоль Чингиз-Тарбагатайского разлома. Разломы крутопадающие, переходящие у поверхности в надрывы. Плиоценовые песчаники и нижнечетвертичные конгломераты наклонены в непосредственной близости от сместителя под углом в 30° , тогда как в неогеновых глинах и четвертичных отложениях установлены лишь небольшие задиры. Горизонтальные неотектонические смещения, установленные в пределах Центрального Казахстана лишь в последние годы (Уколов, 1966; Козловский, 1968); они, несомненно, требуют тщательного изучения.

В Западной и Северной частях Центрального Казахстана разрывные дислокации четвертичного возраста выражены менее четко, за исключением территорий, занятых хр. Улутау, горами Тектурмас и Актау. Здесь ступенчатое строение гор, как и в восточной его части, обусловлено неравномерными поднятиями по линиям древних разломов. Крупные Тенгизская и Колутонская впадины, совпадающие с брахиосинклинальными древними структурами, по бортам также осложнены рядом молодых разломов (Малиновский, 1967), что свидетельствует о сочетании обоих видов новейших дислокаций в Центральном Казахстане.

Особенностью разрывных дислокаций является их шарнирный характер, что подтверждается высотами и изменением ориентировки тектонических уступов на территории Балхаш-Иртышского водораздела. Именно вследствие шарнирных смещений вдоль разломов здесь области сноса сменяются зонами аккумуляции, представляющими собой межгорные впадины. Различная направленность смещений одного и того же крыла разлома подчеркивается увеличением или уменьшением высот тектонических уступов, нередко погружением швов разломов под рыхлые отложения кайнозоя. На это же указывают такие факты, как нарушенное залегание разновозрастных и генетически единых отложений в одних участках тектонической зоны и спокойное их залегание с перекрытием шва разлома в других. Например, в урочище Сарыоба (хр. Чингиз) по Чингиз-Тарбагатайскому разлому наблюдается разрыв аллювиально-пролювиальных отложений с амплитудой смещения более 25 м, тогда как в урочище Букенчи шов этого же разлома перекрыт осадками того же генезиса и возраста. Эти данные свидетельствуют уже о том, что обновление различных участков тектонических зон Центрального Казахстана происходило в разное время.

Пологие структуры неотектонического этапа брахискладок более четко выражены в Западной и Северной частях Центрального Казахстана, что подчеркивается морфологией и историей развития озерных ванн, возникших в результате деформаций продольных профилей речных долин. Такие же формы складок характерны для юго-западной части Центрального Казахстана, где методами палеогеоморфологических

построений устанавливается довольно точное совпадение новейших отрицательных и положительных структур с позднепалеозойскими структурами. Брахисинклинальные складки здесь отделены крутыми антиклинальными перегибами, к замкам которых приурочены соляные диапиры. Большая часть из них выражена небольшим увеличением гипсометрии поверхности (соляной купол Кызылкак и др.), тогда как интенсивность роста соляных диапиров Рахметнура, Бурейнак и Коктобе отражена образованием мелкосопочных куэст высотой до 25—30 м.

Анализ разности высот опущенного и поднятого пенеплена, глубины эрозионного вреза и наклона продольных профилей речных долин, интенсивности расчлененности рельефа и ряда других признаков указывает на амплитуды суммарных неотектонических смещений в Центральном Казахстане до 2000 м, в том числе в Кокчетавском районе до 300—400 м, в хр. Улутау до 500—600 м, в пределах Балхаш-Иртышского водораздела до 1000 м, в хр. Тарбагатай до 2000 м и более. Инструментальными данными также доказана четкая связь развития современных структур с более древними.

Туранская и Западно-Сибирская плиты. Палеозойский складчатый фундамент Казахского щита погружается под платформенные образования мезо-кайнозоя в сторону Туранской плиты весьма полого и равномерно, а в сторону Западно-Сибирской плиты — более резко. Участки наибольшей мощности рыхлых образований установлены к северу от Кокчетавской глыбы в районе ст. Называевск (до 2600 м) и к северо-востоку от пос. Таволжан (до 3000 м) в Прииртышье. Одна из значительных ступеней в погребенном кристаллическом фундаменте проходит по линии (с востока на запад): пос. Ермак, озер Кызылкак, Теке, Улькен-Карой, Калибек, Шалгытенгиз и пос. Смирновский, где наблюдается перепад в рельефе фундамента от 300 до 900 м. Хотя уступ имеет небольшой уклон (около 2—3°), следует полагать, что он является следствием развития крупных тектонических нарушений. В юго-восточной части этого уступа располагается Корниловский разлом, а в северо-западной части — тектоническое нарушение, разделяющее структуры Петропавловского синклиория и Кокчетавской глыбы. Аналогичный уступ в фундаменте прослеживается по линии расположения следующих пунктов (с востока на запад): поселки Железинка, Черлакский, оз. Улькен-Карой, поселки Полудино и Соколовка.

Картина простираения изогипс домезозойского фундамента довольно отчетливо отражает основной план расположения крупных структур Северного Казахстана. Например, в районе развития структур Петропавловского синклиория установлены преимущественно северо-западные направления простираения изогипс фундамента, а к западу от пос. Мамлютка и Соколовка изогипсы резко меняют простираение на преимущественно северо-восточное, т. е. соответствующее направлению структур Макушинского синклиория.

Наблюдается общая закономерность в приуроченности структур типа антиклинорий и поднятий к относительно положительным формам рельефа домезозойского фундамента и структур синклиорного типа к относительно отрицательным формам рельефа. Например, отметками свыше 400 м характеризуется площадь Зерендинского, Боровского и других массивов в Кокчетавском антиклинории, Ерементавский массив в Ерементав-Ниязском антиклинории. Аналогичная картина наблюдается и в закрытых районах. Впадинами до 200—300 м отмечается район Петропавловско-Кызылтаусского прогиба к востоку от ст. Смирново и т. д.

В Прииртышской синеклизе, ограничивающей Казахский щит с северо-востока, мощность отложений платформенного чехла меняется в направлении от щита весьма резко, достигая на правобережье р. Иртыша 2,5—3 км. На фоне общего погружения палеозойского фундамента к северу и северо-востоку в его кровле наблюдаются многочисленные депрессии и поднятия. Депрессии достигают 200—700 м глубины по левобережью и 1000—2000 м по правобережью р. Иртыша. Вероятнее всего, что депрессии имеют характер грабенов. Депрессии, как правило, выполнены мезозойскими угленосными отложениями, что достаточно уверенно подтверждается в последние годы бурением.

Депрессии к западу от Центрально-Казахстанского разлома вытянуты в северо-восточном направлении, а к востоку от него — в северо-западном, соответственно генеральным простираниям палеозойских структур Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория. Разделяющие грабены и горсты разломы выделяются по смене характера магнитного и гравитационного полей и подтверждаются электроразведочными данными. Между погребенными продолжениями Центрально-Казахстанского и Жарминского разломов выделяется Калкаманский грабен, на юге плавно сочленяющийся с Казахским щитом. Глубина залегания в пределах Калкаманского грабена кровли палеозойского фундамента изменяется от 500 до 1000 м. При этом фундамент погружается как в северо-восточном, так и в северо-западном направлениях. К северо-востоку от Калкаманского грабена в фундаменте выделяется горст, выраженный в платформенном чехле.

Павлодар-Лебяжинское и Муялдинское поднятия. Первое поднятие примерно совпадает с долиной Иртыша и отделено от Муялдинского Калатузским прогибом. Фундамент в пределах отмеченных поднятий залегает на глубинах порядка 500—800 м; в юго-восточной части поднятий он вскрыт буровыми скважинами (в маловодные засушливые годы эффузивы силура обнажаются здесь в русле Иртыша, в окрестностях поселка Лебяжьего). Павлодар-Лебяжинское и Муялдинское поднятия к северо-западу сменяются Прииртышским прогибом с глубинами залегания кровли палеозоя от 1000 до 2000 м.

На крайнем северо-востоке Казахстанской части Прииртышской синеклизы выделены Маралдинский и Славгородский прогибы, разделенные разломом; палеозойский фундамент здесь погружен на глубину от 1000 до 1500 м.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Складчатые сооружения Казахстана расположены в той части палеозойского Урало-Сибирского пояса, где сочленяются меридиональная и широтная его ветви. Поэтому основные структурные элементы здесь имеют в плане форму дуг, выпуклых на юго-запад. В пределы Центрального Казахстана входят лишь северные части этих складчатых дуг. На западе протягивается каледонская Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система, образующая относительно смежных герцинских структур крупный мегантиклинорий. Восточную часть Центрального Казахстана занимают структуры также каледонской Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы. Между этими мегантиклинориями расположен Джунгаро-Балхашский мегасинклиний, составляющий ветвь значительно более крупного Зайсанского герцинского мегасинклиния, лежащего за пределами описываемой территории. Эти каледонские и герцинские структуры разделены вулканическим поясом.

Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская и Чингиз-Тарбагатайская складчатые системы составляют часть Казахстанско-Тянь-Шаньского массива каледонской консолидации, где повсеместно отчетливо выражено главное каледонское несогласие. В герцинское время эти структуры переживали тектонический режим, переходный от геосинклинального к платформенному, известный под многими названиями. Зона краевого вулканического пояса представляет собой область, переходную между каледонидами и герцинидами. Джунгаро-Балхашская область окончательно была превращена в складчатое сооружение в визейском веке (саурская складчатость). Платформенный режим наступил одновременно в областях каледонской и герцинской консолидации. Уже в раннем мезозое обособился Казахский щит эпипалеозойской платформы, окаймленный Туранской и Западно-Сибирской плитами.

В современной структуре палеозойского складчатого основания Казахского щита (рис. 10), создавшейся в течение ряда тектонических эпох, выделяется несколько структурных комплексов: байкальский (верхний рифей? — венд), салаирский (верхний рифей — нижний ордовик), собственно каледонский (ордовик — фран), позднекаледонский (верхний ордовик — фран), герцинский (верхний ордовик — пермь). Среди добайкальских образований отчетливо выделяется наиболее древний сланцево-гнейсовый комплекс раннего докембрия, слагающий основания разрезов и протерозойский зеленосланцевый комплекс. Возможно, что последний содержит два структурных комплекса. Первый (готский)? состоит из серий: аралбайско-карсакапайской (ефимовской) — Жийдинской — майтубинской с верхним возрастным пределом около 1200 млн. лет. Второй комплекс включает иманбурукскую и кууспенскую серии с верхним возрастным пределом около 900 млн. лет и может быть отнесен к дальсландской эпохе складчатости.

Байкальский комплекс в Центральном Казахстане является эвгеосинклинальным. В основании его лежит кокчетавская кварцево-песчанниковая формация, образование которой связано с предбайкальским субплатформенным развитием. Нижний структурный этаж байкалид представлен двумя формациями — кремнисто-спилитовой и яшмовой или кремнисто-сланцевой (ерементавская серия и ее аналоги) общей мощностью до 3—4 км. Средний этаж там, где он сохранился, представлен флишоидной формацией венда мощностью более 2 км (Чу-Илийская зона), накопление которой возможно продолжалось и в нижнем кембрии. Верхний структурный этаж байкалид в эвгеосинклиналях Восточного Казахстана неизвестен.

Салаирский комплекс характерен двукратным проявлением спилито-кератофировой формации, составляющей нижний структурный этаж (верхний рифей — алданский ярус кембрия и ленский ярус нижнего с низами среднего кембрия). Средний этаж представлен кремнистой или флишоидной формациями среднего кембрия. В восточной краевой зоне Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системы, прилегавшей к Джунгаро-Балхашскому срединному массиву, к среднему структурному этажу относится кремнисто-карбонатная формация; она начала формироваться возможно еще в конце нижнего кембрия, ее верхняя граница поднимается до аренига. Верхний орогенный этаж представлен вулканогенно-молассовой формацией верхнего кембрия — тремадока.

Каледонский комплекс хорошо изучен в Чингиз-Тарбагатайской складчатой системе, где он описан Р. А. Борукаевым (1962). В эвгеосинклиналях нижний структурный этаж этого комплекса сложен диабазовой и диабазово-порфиновой формациями нижнего и среднего ордовика, средний этаж представлен флишоидной и флишевой формациями.

ми частью среднего и верхнего ордовика, а верхний — вулканогенно-молассовыми формациями верхнего ордовика, силура, нижнего — среднего девона и континентальной красноцветной молассы живета — франа. В миогеосинклинальных зонах (Селетинской, Чу-Илийской

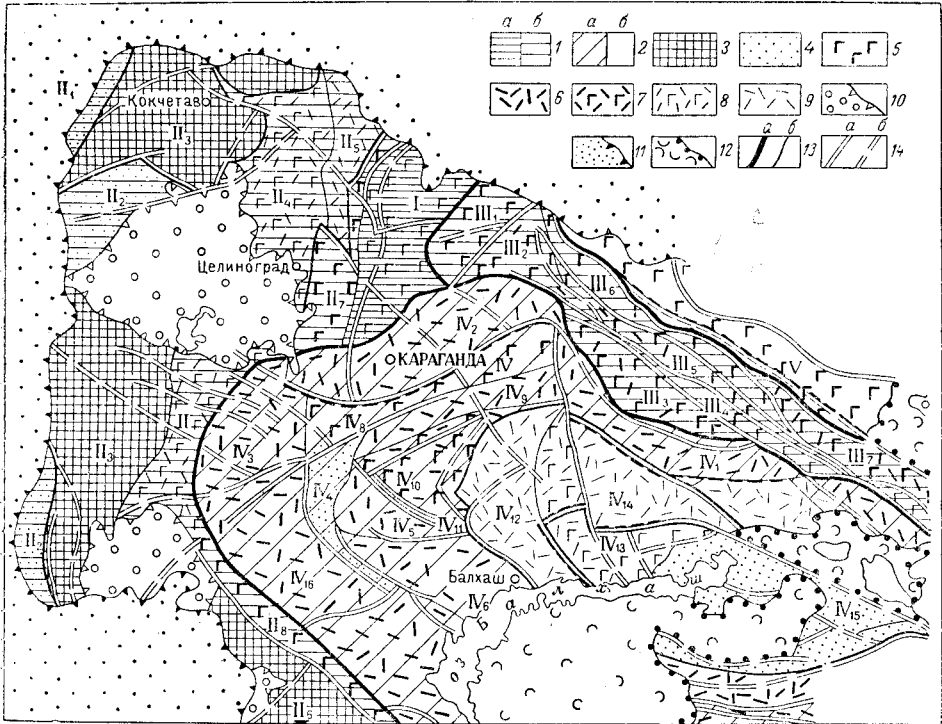


Рис. 10. Схема тектонического районирования Центрального Казахстана. Составил Г. Ф. Ляпичев

Складчатые системы: 1 — Каледонские: а — раннекаледонские зоны, б — позднекаледонские зоны; 2 — Варисские: а — ранневарисские зоны, б — поздневарисские зоны; 3 — устойчивые геоантиклинальные зоны каледонид. Миогеосинклинальные структурно-формационные зоны: 4 — моноциклические, 5 — полициклические; 6 — моноциклические, пережившие тектонический режим, близкий к условиям срединных массивов; 7 — эвгеосинклинальные моноциклические структурно-формационные зоны со значительной ролью осадочных формаций и интенсивным проявлением магматизма; 8 — эвгеосинклинальные полициклические структурно-формационные зоны со значительной ролью осадочных формаций с интенсивным проявлением магматизма; 9 — эвгеосинклинальные полициклические структурно-формационные зоны со значительной ролью магматических формаций; 10 — верхнепалеозойские впадины на каледонидах; 11 — области сплошного развития платформенного чехла; 12 — впадины областей кайнозойской активизации; 13а — границы между складчатыми системами, 13б — границы между структурно-формационными этапами; 14 — региональные разломы: а — совпадающие с границами структурно-формационных зон, б — прочие. Складчатые системы и структурно-формационные зоны. Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская система: 1 — Ерементау-Бошекульская мегазона; зоны: П₁ — Марьевско-Стерлитамакская, П₂ — Ишим-Каратау, П₃ — Кокчетав-Улугтауская, П₄ — Степняк-Жаксыжонская, П₅ — Аксуйская, П₆ — Чуйская, П₇ — Селетинская, П₈ — Илийская. Чингиз-Тарбагатайская система: ПП₁ — Кендыктинская, ПП₂ — Байнаульская, ПП₃ — Абралинская, ПП₄ — Центрально-Чингизская, ПП₅ — Чунайская, ПП₆ — Аркалыкская, ПП₇ — Окпектинская. Джунгаро-Балхашская система: IV₁ — Акбастауская, IV₂ — Карагандинская, IV₃ — Западно-Нуринаская, IV₄ — Сарысуйская, IV₅ — Киянская, IV₆ — Мойнты-Южно-Джунгарская, IV₇ — Айнасуйская, IV₈ — Восточно-Нуринаская, IV₉ — Успенская, IV₁₀ — Жаман-Сарысуйская, IV₁₁ — Акжал-Аксоранская, IV₁₂ — Токрауская, IV₁₃ — Казык-Тюлькудамская, IV₁₄ — Калмакзельская, IV₁₅ — Лепсинская, IV₁₆ — Атасу-Бурунтауская.

и др.) нижний этаж каледонского комплекса сложен преимущественно граувакковой формацией (нижний и средний ордовик), а средний — флишоидный (средний, верхний ордовик); верхний структурный этаж, там где он известен, подобен таковому эвгеосинклинальных зон.

В Ишим-Каратауской структурно-формационной зоне в течение кембрия, ордовика и девона был образован миогеосинклинальный структурный комплекс, для которого характерен непрерывный разрез

отложений всего кембрия и ордовика. Нижний структурный этаж этого комплекса представлен своеобразной карбонатно-кремнисто-сланцевой ванадиево-фосфатоносной формацией; средний сложен флишоидной, либо карбонатной формацией (тамдинская серия). Верхнему структурному этажу в одних зонах соответствует осадочно-вулканогенная базальтовая, в других — морская сероцветная молассовая формация верхнего ордовика и молассовые образования девона.

Позднекаледонский структурный комплекс развит в зоне краевого девонского вулканического пояса, представляющего собой пограничную область между каледонидами и герцинидами Казахстана. Нижний структурный этаж этого комплекса сложен яшмо-диабазовой или диабазовой формацией верхнеордовикского возраста, средний — граувакковой, песчано-сланцевой или флишоидной формациями верхнеордовикско-силурийского возраста и верхний орогенный этаж сложен вулканогенно-молассовыми формациями девона.

Герцинский структурный комплекс в Северо-Балхашской эвгеосинклинальной зоне имеет два типа формационных колонок (жаман-сарысуйский и джунгарский). Разрезы складчатых комплексов жаман-сарысуйского и джунгарского типов имеют общий с позднекаледонским комплексом нижний структурный этаж. Средний же этаж представлен повсюду граувакковой или песчано-сланцевой формацией, с большей или меньшей примесью пеплового материала. В жаман-сарысуйском типе разреза этот этаж имеет объем, по-видимому, до Эйфеля включительно, а в джунгарском типе — включительно по фран. Верхний структурный этаж представлен молассовыми формациями, начало образования которых в первом случае приходится на живет — фран (или Эйфель?), во втором — на фамен—турне.

В юго-восточном направлении в Джунгаро-Балхашской складчатой системе верхняя граница среднего структурного яруса герцинского складчатого комплекса смещается вверх вплоть до нижнего карбона, и верхний структурный этаж начинается вулканогенными формациями верхнего визе—намюра.

В Южно-Прибалхашско-Джунгарской миогеосинклинальной зоне герцинский складчатый комплекс имеет значительно более простое строение. Нерасчлененные нижние и средние структурные этажи его сложены песчано-сланцевой формацией с разной долей участия карбонатных пород, местами флишоидной, или даже флишевой. Нижняя возрастная граница ее в разных структурно-формационных зонах колеблется от силура до среднего девона, верхняя поднимается до начала среднего карбона. Верхний структурный этаж сложен терригенно-молассовыми образованиями и лишь в некоторых блоках аналогичен таковому в эвгеосинклинальной зоне герцинид.

Складчатые системы Центрального Казахстана расчленяются на ряд структурно-формационных зон (рис. 10), которые различаются временем начала и окончания собственно геосинклинальной стадии развития, длительностью инверсионного этапа, типом замыкания прогибов и временем главной складчатости, интенсивностью магматизма, набором и последовательностью геологических формаций.

Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система представляет собой огромную дугу со сложной тектонической зональностью. Западная граница ее скрыта под платформенным чехлом Туранской плиты и выражена, как многие считают, Урало-Казахстанским глубинным разломом; граница с герцинидами Джунгаро-Балхашской области отмечена краевым вулканическим поясом, а с каледонскими Чингиз-Тарбогатайского мегантиклинория проводится условно по западному крылу Кендыктинского синклинория. В продольном направлении эта система

в пределах Центрального Казахстана разбивается на три блока (с севера на юг): Кокчетавский, Акмолинский и Балхашский. Граница между первыми двумя блоками проходит на широте Калмаккульского синклинория и Тениз-Коржункульской мульды, Акмолинский и Балхашский блоки разделены зоной Джекказган-Тектурмасского разлома. В Кокчетавском блоке главные простирания складчатых структур северо-восточные и широтные, в Акмолинском — меридиональные.

Рассматриваемая система сложена главным образом докембрийским и каледонским структурными комплексами; существенная роль в строении ее принадлежит герцинским наложенным структурам (см. рис. 10). Последние геосинклинальные прогибы здесь замкнулись в конце ордовика или нижнем силуре, на это же время приходится и главная складчатость.

Интенсивные складкообразовательные движения предшествовали накоплению жийдинской серии в раннем и коксуйской серии в позднем докембрии. Коренная тектоническая перестройка, как и во всем Центральном Казахстане, приходится на начало позднего докембрия, когда после накопления кокчетавской субплатформенной кварцево-песчаниковой формации были заложены позднедокембрийско-палеозойские геосинклинали. Значительные тектонические движения отмечаются также в нижнем ордовике на рубеже салаирской и каледонской эпох, но проявились они не всюду.

В Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системе выделяется несколько структурно-формационных зон (см. рис. 10), образующих меридиональные формационные пояса.

Ишим-Каратауская зона сложена байкальским мио- и эвгеосинклинальным и каледонским миогеосинклинальным комплексами. Магматическая деятельность, связанная главным образом с орогенным этапом развития, была весьма слабой и несколько отличалась в разных блоках зоны. Набор каледонских орогенных формаций здесь такой же, как и в эвгеосинклинальной зоне Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системы, но площадное развитие и, по-видимому, объемы магматических масс значительно меньше. В балхашском и тянь-шаньском блоках интенсивность орогенного магматизма больше, чем в северных блоках. Одной из возможных причин этого могло быть разное положение блоков относительно тангенциальных напряжений. Характерным для орогенного этапа является формирование щелочных габброидов, щелочных и нефелиновых сиенитов.

Собственно геосинклинальный этап жизни в каледонское время практически амагматичен. В байкальское же время в Кокчетавском блоке была образована кремнисто-спилитовая формация, начинающая собой позднедокембрийский формационный ряд и ничем, за исключением разве что меньшей мощности, не отличающаяся от подобных формаций начала развития эвгеосинклиналей. В Балхашском блоке известна позднерифейская типичная орогенная магматическая ассоциация, венчающая байкальский формационный ряд и включающая базальтово-липаритовую и комагматичную ей граносиенитовую формации сравнительно пестрого состава.

Кокчетав-Улутауская зона состоит из блоков дорифейского фундамента, сравнительно слабо переработанных байкальскими геосинклиналями: в течение палеозоя она была устойчивой геоантиклиналью и возможно играла роль срединного массива, разделявшего нижнепалеозойские миогеосинклинали Тургая и эвгеосинклинали Центрального и Южного Казахстана. Байкальскому тектоно-магматическому циклу соответствуют две вулканогенные формации: диабазовая или кремнисто-спилитовая начального этапа развития эвгеосинкли-

нали и андезит-липаритовая орогенная. Среди же интрузивных пород широко развиты гипербазиты; отмечаются также позднекембрийский орогенный гранитный комплекс, состоящий с андезит-липаритовым комагматическую ассоциацию. Палеозойский магматизм исключительно орогенный с широким развитием гранитоидных формаций и несравненно меньшим — андезит-липаритовых. В целом Акмолинский блок зоны отличается большей магматической активностью в байкальском цикле, а Кокчетавский — в каледонское время. Наиболее характерны для Кокчетав-Улутауской зоны кембрийские перидотито-норитовая и щелочно-ультраосновная формации, нигде более в Центральном и Южном Казахстане пока неизвестные.

Степняк-Жаксыконская зона отличается интенсивным вулканизмом в рифее и ордовике. В раннекаледонском (салаирском) цикле она, очевидно, переживала геоантиклинальный режим. В позднекаледонском (таконском) цикле шло почти непрерывное накопление лав, пирокластов и продуктов размыва вулканических построек. Лишь только в верхнем ордовике погружение сменилось быстрым поднятием, приведшим к замыканию всей геосинклинальной зоны и накоплению вулканогенных же молассовых отложений верхнего ордовика и, очевидно, низов силура (отчасти девона). С каледонским орогенным этапом связан весьма мощный гранитоидный магматизм, длившийся от нижнего силура до верхнего девона.

Акуйская зона, как и только что рассмотренная, была в байкальском цикле эвгеосинклиналью, а в позднекаледонском подводной геоантиклиналью, разделявшей степнякскую эвгеосинклиналь и селетинскую миогеосинклиналь. Каледонский магматизм ее подобен таковому Степняк-Жаксыконской зоны, но несколько менее интенсивен. Другое отличие — присутствие здесь салаирской базальтово-андезитовой вулканогенной молассы, связанной с кембрийским вулканизмом смежной Селетинской зоны.

Селетинская зона характеризуется эвгеосинклинальным типом осадконакопления в байкальское и салаирское время и миогеосинклинальным режимом в таконском тектоническом цикле. Доордовикская история этой подзоны в настоящее время достоверно не может быть восстановлена. Байкальский структурный комплекс здесь представлен двумя этажами. Нижний из них сложен кремнисто-спилитовой формацией среднего рифея, средний — флишеидной формацией верхнего рифея. В салаирском комплексе по данным Р. А. Борукаева, можно выделить три этажа, сложенные спилито-кератофировой формацией нижнего кембрия и низов среднего кембрия, кремнисто-терригенной формацией среднего кембрия и морской осадочно-вулканогенной формацией верхнего кембрия — нижнего ордовика. Взаимоотношения между ними не совсем ясны и не исключено, что салаирские образования в Селетинской подзоне составляют на самом деле один структурный этаж и относятся к одной осадочно-вулканогенной формации со спилито-кератофировым составом вулканических продуктов при весьма небольшой роли осадочных пород. Доордовикская история Селетинской зоны, по-видимому, мало отличается от истории развития Бошекульской складчатой зоны. Селетинский прогиб замкнулся, вероятно, несколько позднее (нижний силур), чем Степняк-Жаксыконский, от которого он отличается отсутствием орогенных таконских формаций и несравнимо менее интенсивным плутоническим магматизмом.

Чу-Илийская зона по истории развития и строению близка к Селетинской, отличаясь от нее менее интенсивным эффузивным магматизмом. В основании стратиграфического разреза этой зоны лежат терригенная и спилитовая формации нижнего и среднего рифея и флише-

идная формация венда — нижнего кембрия, составляющие байкальский геосинклинальный комплекс. Объем эффузивного материала в этом комплексе по сравнению с типичными эвгеосинклиналями весьма невелик. Остальная часть разреза Чу-Илийской зоны принадлежит почти исключительно к осадочным образованиям. Салаирский складчатый комплекс сложен карбонатно-терригенно-кремнистой формацией среднего кембрия — нижнего ордовика; в приразломных поясах Сарытумского прогиба отмечается маломощная андезито-базальтовая формация, условно относимая к нижнему кембрию и возможно составляющая низы салаирского комплекса. Таконский структурный комплекс представлен флишеидной формацией ордовика — нижнего силура и моласовыми осадочными и осадочно-вулканогенными формациями силура и девона.

Интрузивные формации составляют две группы: 1) позднекембрийские гипербазитовая и перидотит-габбровая формации типичны для начального и раннего этапов развития геосинклиналей; 2) орогенные каледонские гранитоидные формации, приуроченные почти исключительно к Джельтауской геоантиклинали. Гранитоидный магматизм здесь начался несколько позднее, чем в других зонах Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской системы.

Атасу-Бурунтауская зона в доверхнеордовикское время составляла вместе с Моинты-Южно-Джунгарской одну миogeосинклинальную область окраины Джунгаро-Балхашского срединного массива. Начиная с силура (верхнего ордовика?), Моинты-Южно-Джунгарская зона была частью Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной системы. Формационный ряд ее включает базальную кварцитовую формацию докембрия, наземную липаритовую формацию верхнего рифея — венда, карбонатно-кремнисто-терригенную среднего (и нижнего?) кембрия — нижнего ордовика и серию орогенных формаций, открывающихся ниже-среднедевонским андезито-липаритовым комплексом.

Если пробелы в разрезах рифея и нижнего палеозоя соответствуют перерывам в осадконакоплении, то Атасу-Бурунтаускую зону следует считать частью Джунгаро-Балхашского срединного массива. Магматизм этой зоны отличается широким развитием девонских наземных вулканитов и по преимуществу девонских же гранитоидов.

В северо-западном окончании зоны (Атасуйский антиклинорий) известны позднекембрийские гипербазитовая и кремнисто-спилитовая формации. Подобного же типа образования слагают Тектурмасский горст-антиклинорий, где помимо гипербазитов отмечена габбро-плагиогранитная формация и возможно развиты кембрийские вулканогенные же собственно геосинклинальные толщи. По-видимому, Тектурмасский прогиб представлял собой своеобразную приразломную, шовную (Н. И. Херасков, Н. Г. Маркова) структуру, заложенную в теле Джунгаро-Балхашского срединного массива или на его северной окраине. Позднекембрийские магматические образования Атасуйского антиклинория возможно принадлежат подобной же структуре.

Бошекульская зона представляла собой байкальско-салаирскую эвгеосинклиналь, до начала ордовика составляющую одно целое с Чингиз-Тарбагатайской эвгеосинклиналью. Она замкнулась в конце среднего кембрия и в последующее время была геоантиклинальной областью, разделявшей таконские геосинклинали Северо-Восточного Казахстана. Байкальский структурный комплекс здесь, как и в других эвгеосинклиналях Восточного Казахстана, сложен базальной кварцитовой (нижний рифей), кремнисто-спилитовой (средний рифей), и граувакковой (верхний рифей — венд?) формациями, составляющими два

резко обособляющихся структурных этажа. Салаирский складчатый комплекс является типичным эвгеосинклинальным и расчленяется на три этажа, включающих спилито-трахиандезитовую формацию нижнего и низов среднего кембрия, кремнистую и флишоидную формации (средний кембрий), молассовую осадочно-вулканогенную андезитовую формацию верхнего кембрия — тремадока.

Ордовикские морские терригенные образования являются также геоантиклинальными; выше их известны еще два типичных орогенных эффузивных комплекса. Бошекульская система исключительно бедна интрузивными образованиями. Характерно то, что она является почти единственной, удаленной от герцинид, каледонской складчатой областью, которая пережила значительную активизацию в нижнекаменноугольное и триасовое время, сопровождающуюся магматизмом. Магматические проявления этого времени пространственно совпадают, видимо, с границей Кокчетавского и Акмолинского блоков.

Чингиз-Тарбагатайская складчатая система подобно Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской также разбивается в продольном направлении на ряд блоков. И здесь в северной части Алкамергенского блока (Кендыктинский и Баянаульский синклиналии, Кызылтас-Майкаинский антиклинорий) простирание складчатых структур северо-восточное, а в южной его части — близкое к меридиональному. Для других блоков характерны северо-западные простирания складок, на крайнем юге сменяющиеся широтными. К границам блоков приурочены воздымания шарнира мегантиклинория. Антиклинальные зоны Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория сложены преимущественно салаирским структурным комплексом, синклиналии — каледонским; в осевых частях положительных структур обнажается байкальский комплекс. Каледонские орогенные и герцинские впадины в южной части мегантиклинория тяготеют к каледонским синклиналиям, а в северной части его они резко несогласно наложены на все раннегеосинклинальные структуры и имеют северо-западную ориентировку.

Главная складчатость здесь, положившая начало орогенному развитию, каледонская. В салаирском структурном комплексе несогласия приходится на середину нижнего кембрия, амгинский ярус и начало верхнего кембрия. Образования каледонского структурного комплекса в синклиналии зонах залегают практически согласно, в антиклинальных — все структурные этажи разделены несогласиями.

Чингиз-Тарбагатайская складчатая система развивалась как единая эвгеосинклиналь, в которой инверсия тектонического режима началась в среднем кембрии и продолжалась до конца ордовика. Возникшая в среднем кембрии центральная геоантиклиналь с каждым новым тектоническим этапом разрасталась, а мигрирующие к срединным массивам прогибы переживали все стадии жизни геосинклинали. В верхнем силуре она полностью замкнулась.

Таким образом, Чингиз-Тарбагатайская складчатая система представляет собой полициклическую постройку, состоящую в вертикальном разрезе из ряда наслоенных структурных комплексов. Байкальский комплекс выделяется условно. Салаирский комплекс подобен таковому Бошекульской зоны. Таконский комплекс имеет сходный с Салаирским комплексом формационный состав: терригенно-диабазовая формация (нижний этаж, нижний ордовики и лланвири), флишоидная (средний этаж, средний — верхний ордовик), осадочно-вулканогенная молассовая формация (верхний этаж, ашгильский ярус), выше которой следуют осадочные вулканогенные орогенные формации силура, девона и карбона. В системе выделен ряд зон; из них Центральная-Чингизская, совпадающая с осевым поднятием системы, и Аркалыкская сло-

жены байкальским и салаирским комплексами и послекембрийскими геосинклинальными формациями. Другие зоны, кроме Баянаульской, представлены всеми тремя отмеченными выше, структурными комплексами. В Баянаульской зоне, по-видимому, отсутствует байкальский структурный комплекс, а значительная южная часть ее (южнее Майкубеньского триас-юрского грабена) была геоантиклинальным блоком и в кембрии, и в ордовике.

Вулканизм Чингиз-Тарбагатайской складчатой системы по интенсивности, набору, последовательности формаций и их месту в геологической истории вполне сравним с центральным структурно-формационным поясом Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской складчатой системы. Менее мощно, за исключением гипербазитового, здесь проявлен интрузивный магматизм. Гипербазиты слагают не менее трех поясов, в том числе один из самых крупных в Центральном Казахстане (Шидерты-Экибастузский). К осевой подзоне Центрально-Чингизской зоны приурочен прерывистый пояс интрузий среднекембрийской габбро-плагиигранитовой формации; эта зона единственная в складчатых системах Восточного Казахстана, где отмеченная формация имеет сравнительно широкое развитие. Позднекаледонские гранитоидные комплексы главным образом размещены в Чунайской и Абралинской зонах. Периферические части Чингиз-Тарбагатайской системы переработаны герцинскими геосинклиналями и инъецированы герцинскими гранитоидами. Верхнепалеозойские граниты известны в центральной части Чингиз-Тарбагатайского антиклинория, но здесь они по целому ряду признаков резко отличны от одновозрастных гранитоидов, размещенных в его крыльях; эти граниты, по-видимому, составляют естественное продолжение позднекаледонского орогенного ряда гранитоидных формаций.

Складчатые структуры зоны вулканического пояса возникли на месте геосинклинальных прогибов периферии Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинальной системы. В отличие от других зон каледонид, собственно геосинклинальная стадия развития этих прогибов продолжалась в верхнем ордовике и нижнем силуре; замыкаться они начали только в конце нижнего силура, а в Западном секторе зоны вулканического пояса — в конце верхнего силура.

Преддевонская складчатость дислоцировала лежащие согласно верхнеордовикско-силурийские толщи, которые выполняют цепочку синклинориев по всей внешней периферии Джунгаро-Балхашской складчатой системы. Эти краевые синклинории почти нацело перекрыты девонскими орогенными впадинами, которые в большинстве случаев, по-видимому, являются унаследованными, «вложенными». В плане рассматриваемые складчатые структуры более тесно связаны с герцинскими складками Прибалхашья, чем с собственно каледонскими — Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньской и Чингиз-Тарбагатайской складчатыми системами.

В пределах краевого вулканического пояса выделяется ряд структурно-формационных зон (Акбастауская, Карагандинская, Западно-Нурина и Моинты-Южно-Джунгарская). Формационный ряд Акбастауской и Карагандинской зон включает терригенно-диабазовую формацию верхнего ордовика, флишоидную или граувакковую верхнеордовикско-нижнесилурийского возраста и вулканогенно-молассовые образования нижнего силура (Акбастауская зона), нижнего — среднего девона.

В Моинты-Южно-Джунгарской зоне каледонский (каратауский) структурный комплекс сложен чисто осадочными миогеосинклинальными формациями кембрия и ордовика, герцинский же комплекс —

карбонатно-терригенно-базальтовой нижнего силура (верхнего ордовика?) — нижнего лудлова и вулканогенной молассой нижнего — среднего девона.

В Западно-Нуриной зоне формационный ряд герцинид такой: флишоидная формация ордовика — силура, пестроцветная моласса лудлова — нижнего девона, андезитовая молассовая среднего — верхнего девона. Возможно, ниже флишоидной формации в восточной части зоны лежит терригенно-диабазовая формация верхнего ордовика. В западной части герциниды налегают на складчатые каледонские, скорее всего миогеосинклинальные образования.

Джунгаро-Балхашский мегасинклиниорий расчленяется на два структурно-формационных пояса. Внешний пояс включает структуры, прилегающие к зоне краевого вулканического пояса, внутренний пояс охватывает площадь, занятую Северо-Балхашским антиклинорием, Токрауской и Баканасской верхнепалеозойскими впадинами. Герцинские геосинклинальные прогибы внешнего формационного пояса (Восточно-Нуриная, Айнасуйская, Акжал-Аксоранская, Успенская, Жаман-Сарысуйская зона) замкнулись одни в середине девона, другие — во фразе. Складчатая структура этого пояса была оформлена в среднедевонскую и предфаменскую тектонические фазы. Нижний структурный этаж герцинид известен лишь в Восточно-Нуриной зоне (терригенно-диабазовая формация верхнего ордовика), средний сложен во всех зонах (только в Акжал-Аксоранской он не известен) граувакковой формацией, верхний — морской пестроцветной и порфировой молассовыми формациями девона. Можно полагать, что нижняя граница граувакковой формации определяется верхами ордовика, как это имеет место в Восточно-Нуриной зоне. Верхняя граница ее в отдельных зонах располагается на разных хронологических уровнях: в Успенской и Акжал-Аксоранской она приходится на середину раннего девона, в Восточно-Нуриной на конец эйфеля, в Жаман-Сарысуйской и Айнасуйской — на начало девона. Соответственно и нижние молассовые формации имеют разный возраст. Внутренний формационный пояс (Казык-Тюлькуламская, Токрауская и Калмакэмельская зоны) был превращен в складчатую область в саурскую фазу тектогенеза (визейский век). Герцинские геосинклинали этого пояса начали свою жизнь в верхнем ордовике. Уже в конце ордовика Казык-Тюлькуламская зона испытывает инверсию; в окраинных частях ее и, по-видимому, в смежных Токрауской и Калмакэмельской зонах накапливалась граувакковая или флишоидная формация (верхи ордовика — середина среднего девона, а в Казык-Тюлькуламской — середина раннего девона), которая постепенно вверх сменяется сначала сероцветной, а затем пестроцветной морской молассой (живет — фран). На предфаменское время приходится активизация тектонических движений и начало раннеорогенного базальтового вулканизма. После саурской фазы складчатости начинается субсеквентный магматизм.

К началу мезозоя области каледонской и герцинской складчатости слились в один платформенный массив, реагировавший на тектонические движения лишь расколами. Платформенный чехол известен в отдельных депрессиях. Он дислоцирован только близ разломов; обваленных в альпийское время.

Древние докембрийские структуры Центрального Казахстана в значительной мере переработаны в поздние эпохи и восстановить структурный рисунок их и первоначальные особенности для всего Центрального Казахстана трудно. В настоящее время они отмечаются в виде блоков в ядрах каледонских антиклинориев, и только в Улутауском

и Кокчетавском массивах докембрийские структурные комплексы обнажены на значительных площадях. Строение архейско-раннепротерозойского (?) структурного комплекса, слагающего большие части Улутауского антиклинория и Кокчетавского массива, целиком определяется «метаморфической» тектоникой; крупные складки и гнейсовые купола осложнены дисгармоничной складчатостью нескольких порядков и пloyчатостью. Отчасти такие же особенности характерны и для среднепозднепротерозойского (готского) структурного комплекса; более обычна здесь линейная часто изоклиальная мелкая складчатость. В этом и во всех более поздних комплексах уже отчетливо выделяются нижний (собственно геосинклинальный) и верхний (послегеосинклинальный, орогенный) структурные ярусы. Так, структуры верхнего яруса средне-позднепротерозойского складчатого комплекса отличаются крупными простыми складками, среди которых обычно брахискладки с углами падения крыльев до 30° . Из более поздних структурных комплексов напряженная изоклиальная складчатость характерна лишь для нижнего яруса байкальского комплекса.

Отложения собственно геосинклинальных структурных ярусов са-лаирского и каледонского складчатых комплексов тоже дислоцированы в довольно напряженные линейные складки, но последние здесь более крупные и нередко сочетаются с брахискладками. Еще менее напряженная складчатость характерна для нижнего яруса герцинского структурного комплекса. Хотя и здесь нередки линейные складки, но общий стиль определяется все же простыми широкими складками. Для верхних ярусов позднекембрийских и палеозойских складчатых комплексов, так же как и для герцинского квазиplatformенного комплекса, характерна отраженная складчатость; отрицательные структуры представлены широкими пологими брахискладками, положительные чаще имеют вид гребней. Обычны глыбовые складки. В целом площади развития верхних структурных ярусов палеозойских комплексов характеризуются германотипной тектоникой.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПО ГЕОФИЗИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Основными материалами для суждения о строении земной коры Центрального Казахстана служат данные площадных гравиметрических съемок (Ю. Н. Чернов, М. М. Розенблат, И. Ю. Шнейдер, Л. Т. Яценко, В. И. Гольдшмидт, П. Н. Горбунов, И. П. Беневоленский и др.) и глубинного сейсмического зондирования (ГСЗ) по профилям: Караганда — Балхаш, Джезказганский, Сарысуйский, Каражальский (Попов и др., 1967); Караганда — Петропавловск (Антоненко и др., 1967); восточная часть профиля Темиртау—Куйбышев (Хрычев и др. 1968).

Волновое поле, связанное с глубинными границами раздела, имеет в условиях Центрального Казахстана ряд общих особенностей, различаясь в основном степенью сложности. По кинематическим и динамическим критериям на сейсмограммах уверенно выделяется четыре группы волн, связанных с осадочным комплексом пород, с «гранитным», «базальтовым» и подкоровым слоями. Первые две группы волн обычно прослеживаются как головные преломленные волны и характеризуются кажущимися скоростями соответственно 4—6 и 6,1—6,5 км/сек. Волны «базальтовой» группы делятся на преломленные и отраженные (докритические и закритические) и, как правило, начинают фиксироваться в последующих вступлениях на расстоянии в 30—40 км от пункта взрыва. Отраженные волны, связанные с поверхностью Мохоровичича, наиболее четко начинают прослеживаться в 70—80 км от пункта взрыва, а со 100—120 км в последующих вступлениях появляются и преломленные волны, уступающие по интенсивности отраженным. После зоны интерференции всех трех групп волн с 180—200 км устанавливается головная волна от поверхности Мохоровичича, регистрирующаяся в первых вступлениях с кажущейся скоростью около 8,2 км/сек, и закритическая отраженная от той же границы в последующих вступлениях (Попов и др., 1967). В целом Центральный Казахстан, по сравнению с Уралом, характеризуется низкоскоростным разрезом коры. По данным Хрычева и др. (1968), на Урале эффективные скорости на 200—300 м/сек выше, чем в Казахстане.

На разрезе земной коры выделен ряд границ раздела. Основными из них являются: две границы в «гранитном» слое, кровля «базальтового» слоя и граница Мохоровичича. Граница Мохоровичича с граничной скоростью 8—8,5 км/сек прослеживается по преобладающей части разрезов на глубинах 40—55 км. Максимальные глубины наблюдаются в области Центрально-Казахстанского мегаблока и в районе Кокчетавской глыбы. Кровля «базальтового» слоя (граница К) с граничной скоростью 6,5—7 км/сек устанавливается сравнительно нечетко на отдельных отрезках профилей на глубинах от 18 до 27 км. Первая (на глубине 3—5 км) и вторая (на глубине 4—11 км) границы в «гранитном» слое прослеживаются лишь на отдельных участках профилей. По мнению А. А. Попова и др. (1968), вторая граница относится, по-видимому, к поверхности стратиграфического пере-

рыва между нижним и средним палеозоем и достигает максимальной глубины в областях Карагандинского и Токрауского синклиналиев и Тенизской впадины.

Наряду с горизонтальной слоистостью на разрезах выделены зоны глубинных разломов, фиксируемые локальным прекращением регистрации отражающих горизонтов, уступами или флексуорообразными перерегибами в преломляющих и отражающих границах и точками дифракции.

Основываясь на данных ГСЗ, гравиметрических данных, строении рельефа древней поверхности, опубликован ряд работ, в которых рассматривается строение земной коры как отдельных регионов, так и всего Казахстана в целом. Приведенные в этих работах карты изомощностей земной коры и изоглубин отдельных ее слоев (Злавдинов, 1967; Моисеенко, 1967; Геотектоническое районирование, 1969), рассчитанные по различной методике, очень сильно разнятся как по абсолютным значениям глубин, так и по конфигурации изолиний.

В статье Л. З. Злавдинова (1967) приводится карта изомощностей земной коры Казахстана, составленная на основании математической связи между толщиной коры и характером гипсометрии твердой земли. Вопрос использования рельефа суши и дна океана для составления карты изомощностей коры подробно рассмотрен Р. М. Деменицкой (1967). Она указывает, что подобные карты весьма приблизительно рисуют лишь генеральные черты строения земной коры. В связи с этим определение толщины коры локальных районов земного шара по повышению рельефа представляет интерес только в сочетании с другими данными для выявления характера взаимных связей или несоответствия и, в частности, для выделения изостатически некомпенсированных участков.

В коллективной работе «Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным» (1969) построение карты поверхности Мохоровичича проводилось по графоаналитическим корреляционным зависимостям между зональными аномалиями силы тяжести и поведением границы Мохоровичича на сейсмогеологических разрезах. Однако при этом не учитывалось отмеченное Ф. С. Моисеенко (1967) резкое расхождение сейсмических данных (в сторону завышения мощности земной коры) по сравнению с гравиметрическими на части профилей ГСЗ. На этих профилях наблюдаются высокие значения граничных скоростей (V_T порядка 8,4 км/сек и более), которые, по мнению А. А. Борисова (1967), характерны для горизонтов, залегающих ниже поверхности Мохоровичича, в верхней мантии. Соответственно на рассматриваемой карте в ряде мест наблюдается завышение мощности земной коры, особенно резко бросающееся в глаза в северной части Центрального Казахстана в районе Целинограда — Петропавловска.

Приведенная на рис. 11 карта изоглубин поверхности Мохоровичича построена нами по гравиметрическим и сейсмическим данным. При этом завышенные значения глубин по части сейсмических профилей не использовались при построениях. Устанавливается приуроченность участков резкого увеличения мощности земной коры к современным орогенным поясам (термин орогенный будет употребляться в настоящей главе в узком смысле, как горообразовательный. Во избежание недоразумения, переходная от геосинклинальной к платформенной стадия эволюции земной коры, выделяемая многими исследователями под названием орогенной, будет именоваться позднегеосинклинальной). Резко повышенной мощностью земной коры (свыше 50 км) и соответственно пониженными значениями гравитационного поля характеризуются Тянь-Шаньский и Горно-Алтайский регионы, лишь час-

тично заходящие на территорию Казахстана. Они представляют области эпиплатформенной орогении альпийского времени, включающие районы как герцинской, так и каледонской складчатости.

На большей части Казахстана наблюдается близкая к нормальной мощность земной коры (в среднем около 40 км, на юго-западе около 35 км), характерная для областей с пенеценизированным рельефом. Особое положение занимают Уральский, Центрально-Казахстанский и Джунгарский мегаблоки, где мощность земной коры составляет 45—50 км.

Поскольку фиксируемое геофизическими методами современное состояние поверхности Мохоровичича отражает в основном неотектонические движения, вряд ли представляется возможным связать с ним сложную, многоэтапную и растянутую во времени историю геологического развития, магматизм и металлогению герцинской эпохи Казахстана, не говоря уже о каледонской. Как будет показано ниже, на примере Центрального Казахстана, представляется возможным увязать с особенностями современного состояния земной коры металлогению и магматизм лишь последнего по времени активного позднегеосинклинального этапа развития, хотя некоторые особенности строения земной коры возможно сохранились или унаследовались от более древних этапов.

Построение карт изоглубин внутрикоровых границ поверхности базальтового и диоритового слоев проводилось А. И. Андреевым и др. (1969). Они предполагали, что к этим поверхностям приурочены нижние кромки (корни) гранитных интрузивов, определенные в результате количественной интерпретации связанных с этими интрузиями гравитационных минимумов.

На схеме изоглубин поверхности базальтового слоя (см. рис. 11) восточная часть Казахстана характеризуется в общем меньшими глубинами залегания этой поверхности (15—20 км), чем западная. В районе Центрально-Казахстанского мегаблока и к северу от г. Караганды отмечается погружение поверхности базальтового слоя до 20—22 км и соответствующее понижение мощности этого слоя. По периферии Центрального Казахстана развиты локальные поднятия, залегающие на глубине 13—16 км и образующие кольцевую зону, совпадающую с районами Кокчетавского, Акбастауского и Улутауского блоков и Южного Прибалхашья. Мощность базальтового слоя в этих районах соответственно увеличивается до 30—35 км (Геотектоническое районирование, 1969).

Следует отметить, что выполненные в последнее время расчеты нижних кромок интрузий, основанные на более детальном гравиметрическом материале с уточненной геологической привязкой (М. М. Розенблат, А. Ф. Углин, И. П. Беневоленский и др.), показывают меньшие глубины, преимущественно 5—10 км, т. е. заведомо выше поверхности Конрада. По-видимому, на этих глубинах имеет место нивелировка плотностных свойств, связанная с явлениями ультраметаморфизма, а частично, возможно, и гранитизации. Сходные выводы высказаны рядом исследователей, изучавших глубинное строение Русской платформы (Крылов, 1967).

Известно несколько схем тектонического районирования Центрального Казахстана и Казахстана в целом по геофизическим данным (Д. Н. Казанли, Ф. С. Моисеенко, Р. А. Эйшлин и др.).

В последней из них геофизические материалы использованы наиболее полно. В пределах Центрального Казахстана в общем плане мегаструктур Казахстана выделяются Центрально-Казахстанская гео-

депрессия (Токрауская впадина и сопредельные структуры) и окаймляющие ее каледонские складчатые структуры.

Центрально-Казахстанская геодепрессия, выделенная по прогибу поверхности Мохоровичича и резкому понижению уровня гравитационного поля, рассматривается как область развития Северо-Балхашских герцинид, что не совсем точно, поскольку западная часть геодепрессии сложена каледонидами. Серией глубинных разломов и окраинным вулканическим поясом геодепрессия отделена от окружающих каледонских структур. Среди них как наиболее протяженные и четко выраженные выделены Успенский (Тектурмасский) и Центрально-Казахстанский глубинные разломы и Атасуйская система глубинных разломов.

Каледонские структуры также со всех сторон ограничены глубинными разломами: Урало-Казахстанским на западе, линией Николаева (за пределами Центрального Казахстана) на юге, Жарминским на востоке и Петропавловским на севере и северо-востоке.

Для каледонских структур характерно высокое положение поверхности Мохоровичича и значительное увеличение в области его распространения мощности «базальтового» слоя.

В структуре массива выделяются внутренние жесткие глыбы (Кокчетавская, Балхашская и Акбастауская) и области устойчиво и неустойчиво консолидированных (по Е. Д. Шлыгину) структур. Объединяющими признаками для выделенных жестких глыб являются утолщенность «базальтового» слоя, изометричность форм и обтекание, обрамление линейными структурами, что хорошо отображается в гравитационном и магнитном полях.

На приведенной (рис. 12) схеме блокового строения земной коры Казахстана выполнена более детальная и несколько отличающаяся от рассмотренной выше, разбивка на блоки, а также дана иная трактовка их геологической природы, учитывающая значительную роль неотектонических движений в перестройке земной коры Центрального Казахстана.

На территории Центрального Казахстана по геофизическим данным могут быть выделены Центрально-Казахстанский мегаблок (геодепрессия) и частично заходящий на его площадь Джунгарский мегаблок, характеризующиеся относительно повышенной мощностью (свыше 45 км) и более сложным внутренним строением земной коры, смыкающиеся между собой через сравнительно узкую перемычку (Кентерлауский блок). Эти мегаблоки являются областями, где последний орогенный этап завершился в более позднее время (предположительно в конце верхнегерцинского или даже в раннеальпийское) по сравнению с остальной территорией, в связи с чем здесь еще сохранились «корни гор».

Окружающие их мегаблоки — Джезказган-Целиноградский, Чингиз-Тарбагатайский и Балхашский с относительно пониженной мощностью земной коры (порядка 40—45 км и менее) соответственно могут рассматриваться как области более ранней орогении, где земная кора в процессе медленных эпейрогенических движений приведена в состояние, близкое к платформенному. Возможно, что пониженная мощность земной коры в пределах Балхашского мегаблока частично связана с формированием на большей части его площади мезо-кайнозойской Прибалхашской впадины.

Центрально-Казахстанских мегаблок, расположенный в северо-западной части Джунгаро-Балхашской геосинклинали, выделяется пониженными значениями гравитационного поля и погружением границы Мохоровичича, по данным ГСЗ (Попов и др., 1967), на глубину по-

рядка 50—52 км. Его границами служат отчетливо картируемые линейно-вытянутыми полосами сближенных изоаномал $\Delta\rho$ зоны глубинных разломов: с севера Тектурмаская, с юга Бектауатинская, с запада Атасуйская и с востока Центрально-Казахстанская, секущие земную кору на всю ее мощность (см. рис. 12). Глубинный характер Тектур-

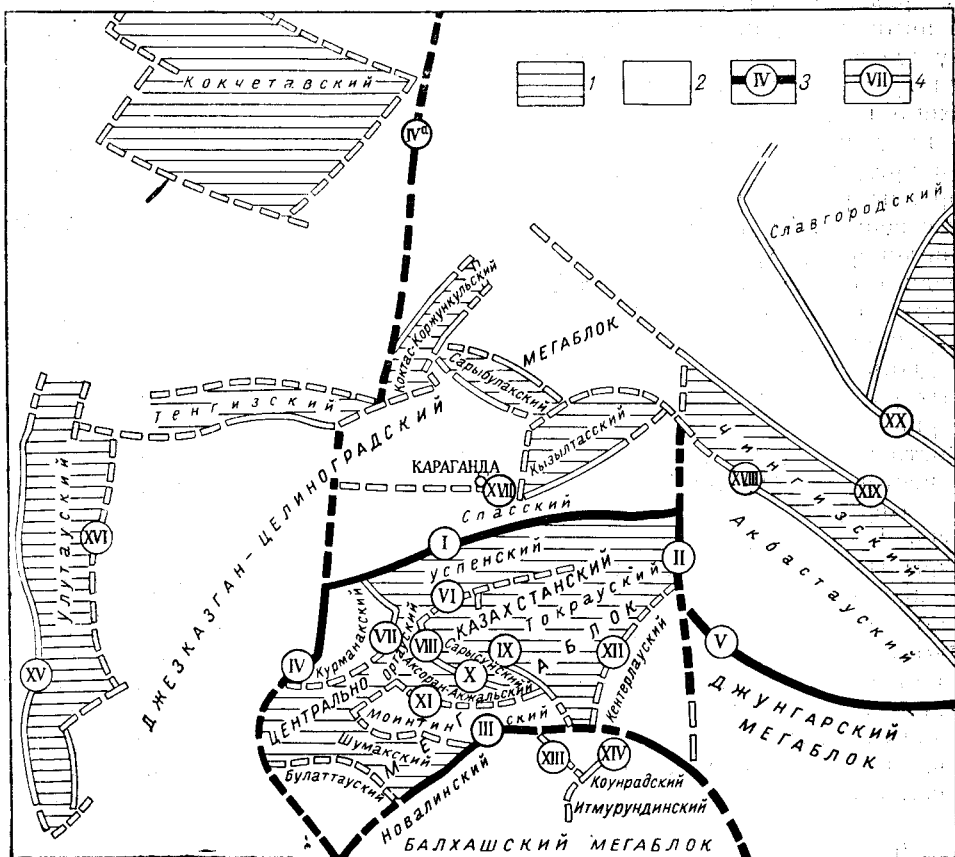


Рис. 12. Схема блокового строения земной коры Центрального Казахстана. Составил И. П. Беневоленский

1 — гранитизированные блоки; 2 — блоки, в более слабой степени затронутые гранитизацией; 3 — глубинные разломы, проникающие в верхнюю мантию: I — Тектурмаский; II — Центрально-Казахстанский; III — Бектауатинский; IV — Атасуйский; IVa — Омский; V — Джунгаро-Акбастауский; 4 — глубинные разломы, проникающие в «базальтовый» слой: VI — Южно-Успенский; VII — Западно-Ортауский; VIII — Восточно-Ортауский; IX — Акчатауский; X — Аксоран-Акжалский; XI — Акбастауский; XII — Кызылрайский; XIII — Коунрад-Берлинский; XIV — Восточно-Коунрадский; XV — Западно-Улутауский; XVI — Восточно-Улутауский; XVII — Карагандинский; XVIII — Чингизский; XIX — Восточно-Чингизский; XX — Жарминский

масского и Бектауатинского разломов подтверждается и данными ГСЗ (Попов и др. 1967).

Зоны глубинных разломов нельзя рассматривать как границы Джунгаро-Балхашской герцинской геосинклинали, с которыми они совпадают лишь частично. Так, Бектауатинский глубинный разлом, разделяющий Центрально-Казахстанский и Балхашский мегаблоки, сетет герцинскую складчатую структуру, но отчетливо ограничивает с юга область с повышенной мощностью земной коры.

Центрально-Казахстанский мегаблок (а также и Джунгарский), как область позднегерцинской орогении, имеет ряд особенностей геологического строения, отличающих его от окружающей территории.

В частности, для него характерно широкое развитие позднегерцинского, позднегеосинклинального гранитоидного магматизма и связанной с ним металлогении. Это особенно наглядно видно на примере формации лейкократовых и аляскитовых гранитов пермского возраста (акчатауский интрузивный комплекс), которые в большинстве локализуются в пределах указанного мегаблока. Соответственно и тесно связанное с ними пространственно и генетически редкометальное оруденение пользуется здесь преимущественным распространением. Смена металлогении на границах Центрально-Казахстанского мегаблока хорошо видна на схеме вторичных ореолов рассеяния, построенной по металлотрическим данным. Широко распространенные в северной части мегаблока (в пределах Успенской структуры и примыкающей к ней территории) ореолы рассеяния редких металлов и полиметаллов резко сменяются к северу от Тектурмасской зоны разломов (на площади Спасского антиклинория) ореолами рассеяния меди. При этом ореолы рассеяния редких металлов к северу от Тектурмаса полностью отсутствуют, а полиметаллические наблюдаются лишь эпизодически. Атауская зона глубинных разломов четко ограничивает с запада область развития редкометальной минерализации. К югу от Бектаутинской зоны глубинных разломов не наблюдается редкометальных месторождений, характерных для акчатауского интрузивного комплекса, исключая район Восточного Коунрада. Отчетливая смена металлогении наблюдается и к востоку от Центрально-Казахстанского глубинного разлома.

Внутри мегаблоков, которые могут рассматриваться как структуры I порядка, по геофизическим данным выделяются блоки (структуры II порядка) с различным соотношением мощностей «гранитного» и «базальтового» слоев. По А. А. Борисову (1967), наиболее частым соотношением между «гранитным» и «базальтовым» слоями является соотношение примерно 1:1. Для гранитизированных блоков характерно утолщение «гранитного» слоя за счет «базальтового» до соотношения 2:1. В этих блоках широким распространением пользуются гранитоиды и эффузивы кислого состава. Обратная картина (утолщение «базальтового» слоя за счет «гранитного» и интенсивное проявление базальтоидного магматизма) имеет место в базифицированных блоках.

Для рассматриваемой территории базификация земной коры, устанавливаемая на Урале, возможно Рудном Алтае и в некоторых других местах, по-видимому, не характерна. Широким распространением на ней пользуются гранитизированные блоки, в первую очередь в пределах Центрально-Казахстанского мегаблока. По геофизическим данным, здесь выделяются Успенский, Аксоран-Акжальский, Ортауский, Токрауский и Шунакский гранитизированные блоки, отмечаемые пониженным уровнем гравитационного поля и беспокойным, преимущественно повышенным магнитным полем. Особенно четко эти блоки выделяются на карте гравитационного поля, пересчитанного на высоту 20 км (Беневоленский, Розенблат, 1966).

С блоками, не подвергшимися значительной гранитизации в верхнепалеозойское время: Жаман-Сарысуйским, Курманакским, Моинтинским, Кентерлауским и соответственно выделяемыми относительно повышенным гравитационным полем и спокойным, пониженным магнитным полем, они граничат по глубинным разломам II порядка, выделяемым полосами сближенных изоаномал Δq , Южно-Успенскому, Западно-Ортаускому, Восточно-Ортаускому, Акжал-Аксоранскому, Кызылрайскому, Акчатаускому, Акбастаускому.

Гранитизированные блоки в значительной степени насыщены продуктами кислой магмы. В них широким распространением пользуются

позднегерцинские интрузии и эффузивы преимущественно кислого состава. К ним тяготеют синклинорные структуры, поскольку на их поверхности преобладают верхнепалеозойские эффузивные образования, но в целом контуры одноименных складчатых и блоковых структур не совпадают. Так, Жаман-Сарысуйский антиклинорий Акчатауским глубинным разломом делится на западную часть — собственно Жаман-Сарысуйский блок и восточную гранитизированную часть, которая по особенностям глубинного строения должна быть отнесена к Токраускому гранитизированному блоку. Менее мобильные, не подвергшиеся заметной гранитизации Жаман-Сарысуйский, Кентерлауский и некоторые другие блоки играли в герцинское время роль срединных массивов или осевых поднятий (Борсук, Яговкин, 1964). Поскольку большинство верхнепалеозойских интрузий располагается в пределах гранитизированных блоков, постольку и связанные с ними пространственно месторождения и рудопроявления редких и цветных металлов тяготеют к этим блокам. На площади Балхашского мегаблока только Коунрадский блок, отчетливо выделяющийся понижением гравитационного поля, может рассматриваться как гранитизированный в позднегерцинское время.

Очень отчетливо резко пониженными значениями гравитационного поля на территории Джекказган-Целиноградского мегаблока выделяется протяженная дугообразная глубинная структура, включающая примыкающие друг к другу Улутауский, Тенизский, Койтас-Коржункульский, Сарыбулакский и Кызылтасский блоки, ограниченные зонами сближенных изоаномал Δg . С поверхности в указанных блоках наблюдаются различные по возрасту и литологическому составу породы. Улутауский блок приблизительно совпадает с Улутауским антиклинорием, сложенным древними эффузивно-осадочными толщами рифея, прорванных многочисленными интрузиями гранитов. В районе Тенизского блока породы кристаллического фундамента перекрыты мезокайнозойскими образованиями. В Койтас-Коржункульском блоке поверхность сложена осадочными породами девона и карбона. В его пределах известны Вишневская, Койтасская и Коржункульская интрузии гранитов. Сарыбулакский блок примерно совпадает с Борлы-Акжарской карбоновой мульдой. В пределах Кызылтасского блока широким развитием пользуются гранитоиды преимущественно верхнепалеозойского возраста. На остальной площади Джекказган-Целиноградского мегаблока вследствие спокойного залегания глубинных поверхностей раздела земной коры аномальное гравитационное поле определяется в основном палеозойским и допалеозойским фундаментом.

На структурно-геофизических схемах Казахстана Тенизский, Койтас-Коржункульский, Сарыбулакский и Кызылтасский минимумы обычно связывают с огромными глубинными плутонами гранитов в связи с тем, что развитые на их площади более молодые девон-карбоновые образования не могут полностью объяснить наблюдающиеся гравитационные аномалии. Этот вывод вызывает сомнение, поскольку на гравитационное поле здесь могут влиять и другие факторы, например утолщение «гранитного» слоя. Магнитометрические данные также не подтверждают эти представления, поскольку они фиксируют здесь лишь отдельные разобщенные интрузии гранитоидов. Представляется более правильным рассматривать указанные блоки как дугообразный пояс гранитизации. Соответственно и интрузивная деятельность проявлена здесь значительно более интенсивно. Не исключено, что в некоторых из этих блоков (прежде всего Улутауском) имеет место некоторое утолщение земной коры (остатки «корней гор»). Понижение гравитационного поля в пределах Тенизского блока частично может быть

объяснено также значительным увеличением здесь мощности осадочных карбоновых образований, устанавливаемых по данным бурения.

В пределах Кокчетавского блока широко развиты гранитоиды. Интенсивными гравитационными минимумами здесь выделяются лишь сами гранитные интрузии, общего же понижения гравитационного поля в пределах блока не наблюдается. Эти данные свидетельствуют о большой длительности периода платформенного развития района Кокчетавской глыбы, приведшего к нивелировке глубинных границ раздела земной коры этой территории. Соответственно и зона Омского глубинного разлома не находит четкого отражения в гравитационном поле как единая структура.

Чингиз-Тарбагатайский мегаблок, характеризующийся сходными чертами геологического строения и тождественным сложным, знакопеременным магнитным полем с преимущественно северо-западной ориентировкой аномалий, по уровню гравитационного поля резко разделяется на два блока: Акбастауский, выделяемый относительно повышенным гравитационным полем, и Чингизский с пониженными значениями гравитационного поля. Сейсмические работы методом ГСЗ на этой площади не производились. Различный уровень гравитационного поля может быть объяснен как разной глубиной залегания границы Моховичича, так и разницей в мощности гранитного слоя. Последнее в какой то мере подтверждается значительно более интенсивным проявлением верхнепалеозойской гранитизации в пределах Чингизского блока по сравнению с Акбастауским.

Джунгарский мегаблок заходит в пределы описываемой территории лишь своей северной частью. В этой части наиболее пониженное гравитационное поле наблюдается в пределах Саякского гранитизированного блока.

Нами рассмотрены лишь самые общие закономерности глубинного строения земной коры Центрального Казахстана. Сделанные выводы базируются в основном на гравиметрическом материале и на данных сейсмических наблюдений по отдельным профилям ГСЗ и носят предварительный характер. Дальнейшие более детальные геофизические исследования позволят уточнить предложенную схему.

В геологической истории Центрального Казахстана выделяется несколько тектонических эпох, в течение которых постепенно оформилась его современная структура. В настоящее время не представляется возможным проследить век за веком ход геологических событий каждой эпохи на всей рассматриваемой площади. Особенно это касается докембрийского времени, поскольку возраст и корреляция древних толщ еще недостаточно обоснованы, а обнажены они в немногих местах. Палеозойская история, особенно послекембрийская, может быть восстановлена с достаточной полнотой почти для всего Центрального Казахстана, хотя в стратиграфии отложений этого времени тоже немало спорных вопросов, допускающих различные трактовки хода геологических процессов.

В развитии позднедокембрийских геосинклиналей намечаются три тектонические эпохи. Геосинклинальные образования двух ранних из них, так же как и подстилающий их сланцево-гнейсовый комплекс, претерпели складчатость, метаморфизм и гранитизацию, возраст которых примерно соответствует границе среднего и позднего рифея. К началу последней позднедокембрийской тектонической эпохи (байкальской) Центральный Казахстан, по-видимому, представлял часть обширного жесткого массива, на котором формировалась кварцево-песчаниковая формация платформенного типа. Затем последовало разрушение этого массива и заложение байкальских геосинклиналей. Байкальские складчатые движения конца позднего рифея не привели к консолидации рассматриваемой территории, но созданные в это время крупные структуры предопределили основные особенности тектонического плана на палеозойд Центрального Казахстана. Каледонская тектоническая эпоха началась погружением обширных пространств, но геосинклинальный режим устанавливается далеко не повсеместно. На юге Центрального Казахстана, вероятно, существовал сравнительно стабильный массив, значительная часть которого возможно лишь временами покрывалась морскими водами. Замыкание каледонских геосинклиналей приходится на конец ордовика и силур, а интенсивная складчатость в конце силура довершила формирование каледонского складчатого массива Центрального Казахстана. В герцинскую эпоху геосинклинальный режим существовал только в юго-восточной части Центрального Казахстана. На каледонском складчатом массиве господствовал орогенный режим, сменившийся в верхнем девоне тектоническими условиями, переходными от геосинклинальных к платформенным. Зона сочленения каледонского массива и герцинской геосинклинальной системы в девоне отличалась бурным наземным вулканизмом, создавшим краевой вулканический пояс. С конца визейского века в юго-восточной части Центрального Казахстана устанавливается орогенный режим с мощным субсеквентным магматизмом. Последние герцинские тектонические движения завершились в конце перми — начале триаса. Поступные дви-

жения начала альпийской тектонической эпохи (поздний триас и ранняя юра) знаменуют начало платформенного режима палеозойд. В это время обособились Казахский щит и окружающие его Туранская и Западно-Сибирские плиты эпигерцинской платформы.

ДОКЕМБРИЙ

Наиболее ранние этапы докембрийской истории развития не поддаются расшифровке. Рядом исследователей отмечается значительное развитие среди них наряду с терригенными и карбонатными осадками основных и кислых эффузивов.

Несколько больше сведений имеется об истории более поздних этапов раннего докембрия.

На востоке и западе Шат-Кокчетавской зоны в среднем (?) и верхнем протерозое в эвгеосинклинальных условиях накопились мощные (от 2 до 5 км) толщи основных вулканитов, перемежающихся с пачками морских осадочных пород и порфиридов, образовавшихся по липаритовым туфам (ефимовская серия, даутская свита). В сланцевой части разрезов вулканогенно-осадочной ефимовской серии присутствуют горизонты железистых кварцитов. По-видимому, в это же время в центральной части отмеченной зоны в субконтинентальных условиях формировались толщи липаритовых лав и туфов, чередующихся с покровами порфиритов базальтового состава, пачками аркозовых и кварцевых песчаников (кууспекская свита). Позже вулканическая деятельность почти заглохла и верхи раннедокембрийского разреза здесь представлены породами пестроцветной лагунно-континентальной толщи (шарыкская свита).

Сходные условия в это время имели место и в Улутавской зоне. Здесь в конце раннего докембрия господствовал морской режим, приведший к образованию мощной (3,5—6 км) вулканогенно-осадочной аралбайской серии, сложенной лавами и туфами кислого и основного состава, чередующимися с морскими терригенными породами. Эти образования были распространены почти повсеместно в Улутавском районе.

После образования аралбайской серии Улутауская зона, вероятно, была расчленена на ряд меридионально вытянутых геоантиклиналей, существовавших на месте Майтубинского, Улутауского и Кирейского антиклинорий, и эвгеосинклинальных прогибов. В пределах геоантиклиналей в субконтинентальных условиях накопились мощные толщи вулканитов липаритового состава, преимущественно в пирокластической фации, включающие также кварцевые и аркозовые песчаники (жйдинская, майтубинская и боздакская серии). Осадконакопление этого времени неоднократно прерывалось. Наиболее крупный перерыв, с которым совпадает граница между жйдинской и майтубинской сериями, был продолжительным, с образованием коры выветривания. К нему же приурочено внедрение интрузий гранитов жаункарского комплекса. Вероятно, в это же время Карсакапайский прогиб был ареной подводных излияний больших масс основных лав типа спилитов, чередующихся с подчиненными пачками глинистых и карбонатно-глинистых пород, а также пластами железистых кварцитов (карсакапайская серия). В разных частях разреза встречаются пачки туфов липаритового состава, которые являются, по-видимому, отголосками липаритового вулканизма, имевшего место на геоантиклиналях. Офиолитовый вулканизм сопровождался внедрением интрузий основного и ультраосновного состава. Эвгеосинклинальный режим в конце раннего докембрия имел место и в других частях территории Центрального Казахстана;

образования этого времени известны в Ишкеольмесском антиклинории и Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории (муржикская серия).

К началу позднедокембрийского времени Центральный Казахстан представлял собой довольно жесткий массив, на котором при спокойном тектоническом режиме в прибрежно-морских условиях происходило накопление кварцевых песков, позже превращенных в кварциты (кокчетавская серия и ее аналоги). Только в Атасу-Моинтинской зоне образованию кварцевых песчаников предшествовало накопление глинистых осадков и карбонатных илов.

В дальнейшем этот жесткий массив был расчленен серией глубинных разломов на систему геоантиклинальных блоков и геосинклинальных прогибов, однако тектонический план байкальской геосинклинальной области может быть намечен лишь предположительно.

На геоантиклиналях Улутауской зоны в позднем докембрии господствовал наземный вулканизм: изливались лавы базальтового и липаритового состава со значительным преобладанием последних (коксуйская серия). На континентальные условия образования пород коксуйской серии, помимо прослоев пестроцветных, нередко косослоистых песчаников, указывает обилие в составе актасской свиты спекшихся туфов (игнимбритов). К этому же времени приурочено внедрение гранитоидов актасского комплекса. В пределах Карсакапайского прогиба в это время в морских условиях изливались лавы основного состава (белутинская серия), накапливались морские осадки, содержащие прослой липаритовых туфов, в том числе и пепловых, которые сюда могли быть занесены с прилегающих геоантиклиналей.

Шат-Кокчетавская зона после накопления кокчетавской серии также была расчленена на ряд блоков. Южная периферия ее была осложнена глубокими субширотными расколами, по которым в подводных условиях изливались эффузивы андезито-базальтового ряда при незначительной роли лав кислого состава. Вулканиды вместе с яшмами и другими морскими осадочными породами сформировали мощную типично геосинклинальную никольско-бурлукскую серию. В центральной и северной частях этой зоны осадкообразования в это время скорее всего не было. На востоке ее, в Шатском районе, в это время также в геосинклинальных условиях накапливались вулканогенно-осадочные чалкарская и шатская свиты, в составе которых наряду с основными лавами присутствуют липаритовые порфиры, кремнистые сланцы и яшмы. В нижней части шатской свиты широко представлены зеленоцветные конгломераты и полимиктовые песчаники, свидетельствующие о накоплении осадков в прибрежно-морских условиях при расчлененном рельефе суши.

Наиболее мощные вулканические процессы в позднем докембрии имели место в пределах Еремантау-Ниязской и, по-видимому, в большей части Чингиз-Тарбагатайской зоны. Интенсивное прогибание с глубокими разломами земной коры, сопровождавшееся извержением в морскую среду огромных масс базальтовой магмы, привело к формированию мощных вулканогенно-осадочных толщ (еремантауская серия, ордабайская свита). Здесь отмечается две вспышки вулканизма этого времени, в промежутке между которыми накапливались главным образом яшмовые толщи с подчиненными горизонтами микрофитолитовых известняков, основных вулкаников преимущественно в пирокластической фации и туфопесчаников. Верхнерифейская кремнисто-спилитовая формация, очень сходная по составу с аналогичной толщей Еремантау-Ниязской зоны, сравнительно широко развита в Центральном Казахстане. Выходы ее имеются в ядрах большинства каледонских антиклинориев. Только на самом юге рассматриваемой террито-

рии, в Атасу-Моинтинской зоне, в позднем рифее, как и в Улутау, извергались липаритовые лавы и пирокласты. Вулканизм здесь завершился внедрением гранитов (узунжалский комплекс). С верхнерифейскими вулканогенными образованиями в большинстве случаев тесно связаны интрузии основного и ультраосновного ряда.

Заключительный этап докембрийской истории геологического развития (вендское время) на большей части территории Центрального Казахстана был очень сходен. К этому времени рифейские геосинклинальные прогибы прекратили свое существование и на их месте возникли обширные поднятия. Почти всюду, где только отложения этого возраста доступны наблюдению, они представлены своеобразными пестроцветными конгломератами и неотсортированными, нередко косо-слоистыми песчаниками кварцево-полевошпатового и аркозо-вулканомиктового состава, с несогласием лежащими на всех более древних образованиях. Иногда с ними ассоциируют маломощные покровы базальтовых порфиритов (толпакская свита), либо липаритовых туфов (акбулакская свита Улутау, алтынсынганская свита Атасу-Моинтинского района), либо пласты доломитовых известняков (улутауская серия, капальская свита). По-видимому, на большей части рассматриваемой территории в вендское время господствовал субконтинентальный режим с аридным климатом. Расчлененность рельефа была незначительна, а тектоническая активность ослаблена. Только по периферии вендской суши существовали относительно узкие и короткие прогибы, характеризовавшиеся геосинклинальным режимом (Байконурская и Тектурмасская зоны и юго-запад Шат-Кокчетавской). На самом западе Центрального Казахстана в пределах Байконурской зоны в вендское время накапливались осадки улутауской серии, представленные преимущественно глинистыми сланцами и алевролитами с горизонтами доломитовых известняков. В основании и кровле этой серии расположены горизонты очень своеобразных пород невыясненного генезиса, которые большинство исследователей считают тиллитоподобными конгломератами. Улутауская серия начинается с образований уже каледонской миогеосинклинали. В Тектурмасской и на юго-западе Кокчетавской зон вендские образования представлены морскими вулканогенно-яшмовыми толщами (гаршинская серия, базарбайская свита) эвгеосинклинального типа.

КЕМБРИЙ

История геологического развития территории Центрального Казахстана в раннекембрийский период (алданский век) из-за отсутствия среди геологов единого мнения в отношении возраста ряда свит не может быть представлена однозначно. Присутствие в типично геосинклинальных отложениях Акчатауского прогиба археоциатовой, трилобитовой и другой ископаемой фауны позволяет говорить о том, что вендский субконтинент в конце венда или в раннеалданское время распался на ряде прогибов и поднятий, которые, наряду с существовавшими в венде геосинклинальными прогибами, образовали обширную геосинклинальную область.

Однако, по мнению некоторых геологов, большая часть Центрального Казахстана в алданское время представляла значительный по размерам континент и только на месте Джаркаинагацкого антиклинория, Байконурского и Марьевского синклинория сохранилось неглубокое море, в котором накапливались углисто-кремнисто-глинистые породы чрезвычайно небольшой, «платформенной» мощности. К востоку от этого бассейна на месте Сарысу-Тенизского водораздела про-

являлась вулканическая деятельность, возможно связанная с разломами в прибрежной зоне. Типично геосинклинальный прогиб образовался на востоке региона на месте центральной части Чингиз-Тарбагатайского мегантиклинория, в котором наблюдался значительный по интенсивности основной вулканизм (балыкбекская свита). Эта вулканическая деятельность к концу алданского века несколько затихла, и в прогибе стали формироваться преимущественно кремнисто-терригенные толщи (ушкызыльская свита). Вулканические извержения способствовали обогащению морских вод кремнеземом, который аккумуляровался получившими в то время массовое развитие радиоляриями. Судя по наличию в разрезах доломитов и археоциатовых рифов, климат в алданском веке на территории Центрального Казахстана был очень теплым.

В раннеленское время вулканическая деятельность ослабевает, происходит воздымание ряда участков, образуются цепи островов, которые, наряду со срединными массивами, служат областями размыва и источниками осадочного материала для сланцево-граувакковых толщ, сложенных чередующимися пачками песчаников, гравелитов, конгломератов, глинистых, глинисто-кремнистых пород, реже линз известняков с онколитами и членниками цистоидей. Накопление таких толщ происходило в Ерементауском, Бошекульском, Акчатауском, Аркалык-Ащисуйском, Пришимском и Джалаир-Найманском прогибах. Джунгаро-Балхашский, Кокчетавский, Иртыш-Зайсанский и Чуйский массивы, а также Улутауское поднятие представляли собой сушу. В средней трети ленского века проявилась фаза тектогенеза, приведшая к образованию на месте алданских прогибов обширных поднятий, местами выступающих над уровнем моря в виде островов. В целом же после проявления складчатости территория, охваченная геосинклинальным прогибанием, расширилась. В наиболее погруженных частях геосинклинальных прогибов (Селетинский, Бошекульский, Центрально-Чингиз-Тарбагатайский прогибы) или на бортах поднятий (южная и восточная часть Майкаинского, восточная часть Ерементауского поднятия) шло накопление спилито-диабазовых лав, их туфов, вулканомиктовых песчаников, редко известняков с фауной археоциат и трилобитов. Местами (Тундык-Нурина часть Чингиз-Тарбагатайской зоны) вулканогенные разрезы сменялись кремнисто-терригенными. На западе, в пределах Байконурского прогиба в миогеосинклинальных условиях, происходило накопление конгломератов, песков и глин. Облостями размыва служили, как и прежде, Кокчетавское и Джунгаро-Балхашское, Карагандинское и Улутавское поднятия.

В амгинский век Селеты-Бошекуль-Майкаинская и Чингиз-Тарбагатайская зоны представляли собой области обширной морской трансгрессии и интенсивного вулканизма. В раннеамгинское время изливались андезито-базальтовые и андезитовые лавы, отлагались туфы и туффиты аналогичного состава. В это время возникло много вулканических островов, которые, быстро разрушаясь, поставляли материал для образования мощных пачек перемытых туфов и вулканомиктовых песчаников.

Вслед за андезито-базальтовыми формировались кератофировые толщи, сложенные лавами и пирокластами трахиандезитов, дацитов и кератофиров. На отдельных участках отмеченных зон происходило отложение терригенно-кремнистой формации. Так, в Селетинском и Аркалык-Ащисуйском прогибах образования второй половины амгинского яруса представлены то в вулканогенных, то в кремнисто-терригенных фациях. Маломощные осадки в виде кремнистых, глинистых,

глинисто-кремнистых илов, обогащенных органическим веществом и ванадатами, отлагались в Ишим-Байконурской миогеосинклинали.

Источником сноса тонкого кварцевого и глинистого материала была расположенная восточнее низкая суша. Сушей в амгинский век служили также Кокчетауский, Карагандинский, Джунгаро-Балхашский и Иртыш-Зайсанский массивы. Морские бассейны амгинского времени Казахстана были открыты на север, в сторону современной Западно-Сибирской низменности. Существовал свободный обмен фаунистических комплексов этого бассейна с комплексами Алтае-Саянской области и Сибирской платформы.

На границе амгинского и майского веков произошли заметные тектонические движения. Площадь, занятая морскими бассейнами, сократилась, возникло много островов, в том числе вулканических. Разрыв островов приводил к накоплению пачек песчаников и сланцев, переслоенных с потоками андезитовых лав. На обширных отмелях накапливались карбонатные илы с остатками трилобитов, брахиопод, реже гастропод и хиолитов. В Киикской части Моинты-Южно-Джунгарской миогеосинклинали накапливались маломощные мелкозернистые пески, кремнисто-глинистые и карбонатные илы с богатой фауной. Такие же осадки накапливались в Ишим-Байконурской миогеосинклинали. Среднекембрийские геосинклинали бассейны к началу верхнего кембрия прекратили существование, а салаирские тектонические движения завершили формирование складчатых структур.

Верхнекембрийское время ознаменовалось относительно спокойным тектоническим режимом. Мелкое неглубокое море с обильным количеством островов заняло значительные площади Казахстана. На островах спорадически действовали вулканы, продукты деятельности которых встречаются в осадках восточной части описываемой территории. С конца верхнего кембрия и в нижнем ордовике вулканизм приобретает ареальный характер. Верхнекембрийско-нижеордовикские образования в конце тремадокского времени были смяты в брахиформные складки. Со складчатыми движениями этого времени связано внедрение небольших масс гранодиоритовой магмы.

ОРДОВИК

В аренигское время море имело ограниченное распространение. Значительная площадь суши существовала в Джунгаро-Балхашской области. На большей своей части представлял собой сушу и Кокчетавский массив. Лишь его восточная периферическая часть вовлекалась в прогибание. По западной периферии Центрального Казахстана, а также на месте Ерементау-Ниязского и Бурунтавского антиклинориев протягивались дугообразные системы островов. Естественно, что в это время господствовал режим мелкого моря, в тектонически активных частях которого (в Чингизе) проявлялась вулканическая деятельность. Лишь от Ишимской дуги до Большого Каратау отмечалась более глубоководная зона с устойчивым морским режимом.

В среднем ордовике, начиная с лландейло, происходит дальнейшее дробление салаирского континента, вызвавшее перестройку палеогеографической обстановки. Заливается водами Кокчетавский массив; по его восточной периферии возникает серия субмеридиональных разрывов, где начинают в изобилии изливаться основные лавы. Эта вулканическая (Степняк-Бетпак-Далинская) зона отмечается и далее к югу (Сарысу-Тенизский водораздел). На западной периферии Кокчетавского массива возникают флишвидные прогибы, которые также прослеживаются на юг (Кокчетав-Каратауская зона). Вторая зона флишевых

прогибов (Селеты-Чуилийская) прослеживается к востоку от Степняк-Бетпак-Далинской вулканической зоны.

В верхнем карадоке и ашгиллии в западной части происходит регрессия, в то же время море вторгается в ранее существовавшую Джунгаро-Балхашскую сушу, разбивая ее на ряд островов. На сложность тектонической жизни этого этапа указывает появление рифовых известня-

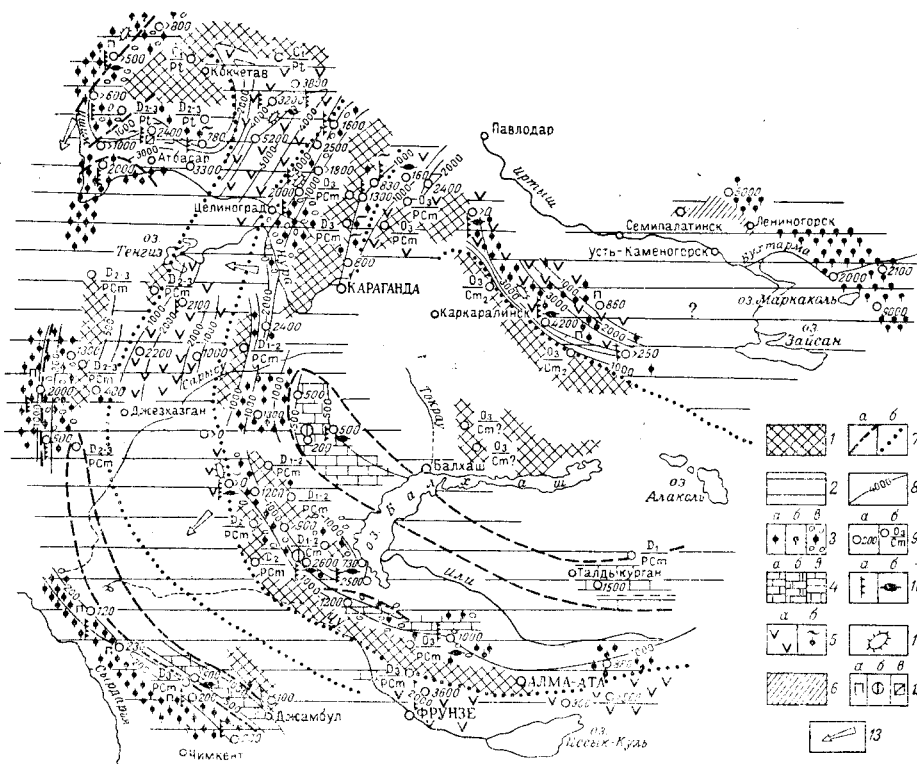


Рис. 13. Литолого-палеогеографическая схема среднего ордовика Восточного Казахстана (по И. Ф. Никитину)

1 — суша; 2 — море, бассейн шельфа; 3а — области накопления терригенных осадков; 3б — песчаные осадки кварцево-полевошпатового состава, 3в — песчано-глинистые осадки полимиктового состава; 4 — области накопления карбонатных осадков; 4а — известняки, 4б — доломиты, 4в — переслаивание известняков и глинистых кремнистых осадков; 5 — области накопления осадков; 5а — осадочно-вулканогенных, 5б — терригенно-кремнистых; 6 — области распространения глубокометаморфизованных осадков ордовика; 7а — границы областей распространения различных типов осадков, 7б — границы областей вулканической деятельности; 8 — изоплахиты; 9а — мощности осадков, 9б — точки размывов; 10 — органические остатки: 10а — граптолиты, 10б — остатки разнообразной донной фауны; 11 — одиночные рифы; 12а — пиритизация, 12б — фосфориты, 12в — марганец; 13 — главные направления сноса обломочного материала.

ков Степнякского, Майкаинского и Чингизского прогибов. Вулканизм отмечается лишь на крайнем западе Казахстана в Кокчетав-Каратауской, Степняк-Бетпак-Далинской и особенно на востоке в Чингизской зонах.

Характерной особенностью вулканизма ордовика Центрального Казахстана является зональное развитие андезито-базальтового вулканизма, соответствующего заключительным стадиям собственно геосинклинального развития каледонид Центрального Казахстана. Нижний ордовик характеризуется особенно интенсивным проявлением эффузивного магматизма в Чингиз-Тарбагатайской зоне.

В среднем ордовике (рис. 13) вулканическая деятельность протекала как в Чингиз-Тарбагатайской, так и в Степняк-Бетпак-Далинской

зонах. В верхнем ордовике (в карадоке) она отмечается в тех же областях, особенно на Чингизе, и захватывает также крайнюю западную зону Пришимья и Байконурский синклиний. Естественно, что области накопления продуктов вулканической деятельности характеризуются большой мощностью толщ (2—3 км), в 2—3 раза превышая мощность отложений терригенных флишoidных осадков.

Интрузивная деятельность в ордовике была также достаточно интенсивна. Особенно широко распространены интрузии гранодиоритов крыккудукского и синхронных с ним комплексов. Возраст крыккудукского комплекса является спорным. По одним данным он относится к концу ордовика, по другим — к нижнему силуру. Этот интрузивный комплекс имеет наибольшее практическое значение, давая скарновые и золоторудные месторождения Северного Казахстана. Проблематичным является также возраст ультрабазитов Улутавского и Атасу-Моинтинского районов. Некоторыми исследователями они считаются предкарадокскими.

Сложный и многоэтажный магматизм, большое и резкое различие формационных комплексов и зон, наличие столь динамичных формаций, как флиш, указывают на большую тектоническую подвижность Центрального Казахстана в ордовике.

Конец ордовика ознаменовался важными, оформившими структуры каледонид, тектоническими движениями, имевшими значение главной тектонической инверсии. Эти движения вызвали регрессию моря, возникновение горной страны и континентального режима. Морские условия сохранились лишь в переходной к герцинидам зоне. Для этой зоны характерно развитие того же осадочного комплекса, что и в пределах каледонид, однако герцинский интрузивный магматизм здесь имел характер геосинклинального, что и заставило Е. Д. Шлыгина и А. Е. Шлыгина выделить эту зону, как зону неустойчивой каледонской консолидации.

СИЛУР

Данные об истории геологического развития Центрального Казахстана в силуре известны лишь для восточной и юго-восточной его частей. На западе, где в конце ордовика проявились складчатые движения, сопровождавшиеся поднятием зоны каледонид, протекали процессы денудации. Малая мощность и слабое развитие додевонской коры выветривания, а также присутствие в гальках девонских конгломератов досилурийских пород, вплоть до древних гнейсов, указывают, что в силурийское время каледонские структуры были глубоко денудированы со вскрытием в антиклинальных зонах пород допалеозоя. Сохранившиеся здесь осадочные и вулканогенные породы силура представлены регрессивными образованиями, оконтуривавшими Кокчетав-Улутау-Макбальское поднятие в северной и западной частях Казахстана.

В силуре продолжалось расширение суши района Ерементав-Ниязского антиклинория; узкая полоса суши была на месте Чингиза и, возможно, Тарбагатай. Имеются основания предполагать, что юго-западнее Караганды располагались отдельные цепи островов. В периферической части отмеченной суши в лландоверийское (альпеисское) время отлагались прибрежно-морские образования, нередко имевшие лагунный характер, часто пестроцветные конгломераты, песчаники, иногда известковистые. Мощность их достигала 3000 м. В центральной части силурийского бассейна накапливались осадки фации открытого моря, частично состоящие из флишoidных толщ, содержащих фауну граптолитов. Эти образования отмечаются в Караганда-Атауском районе, в Северо-Восточном Прибалхашье и Юго-Западном Причин-

гизье. Наиболее тонкозернистые, нередко кремнистые осадки отмечаются к востоку от Караганды. Вулканические явления в начале и середине лландовери были ограничены и приурочены к цепочкам вулканов в северо-западном Прибалхашье и в Чингизе. Вулканы извергали лавы и туфы состава андезит-базальт-липарит.

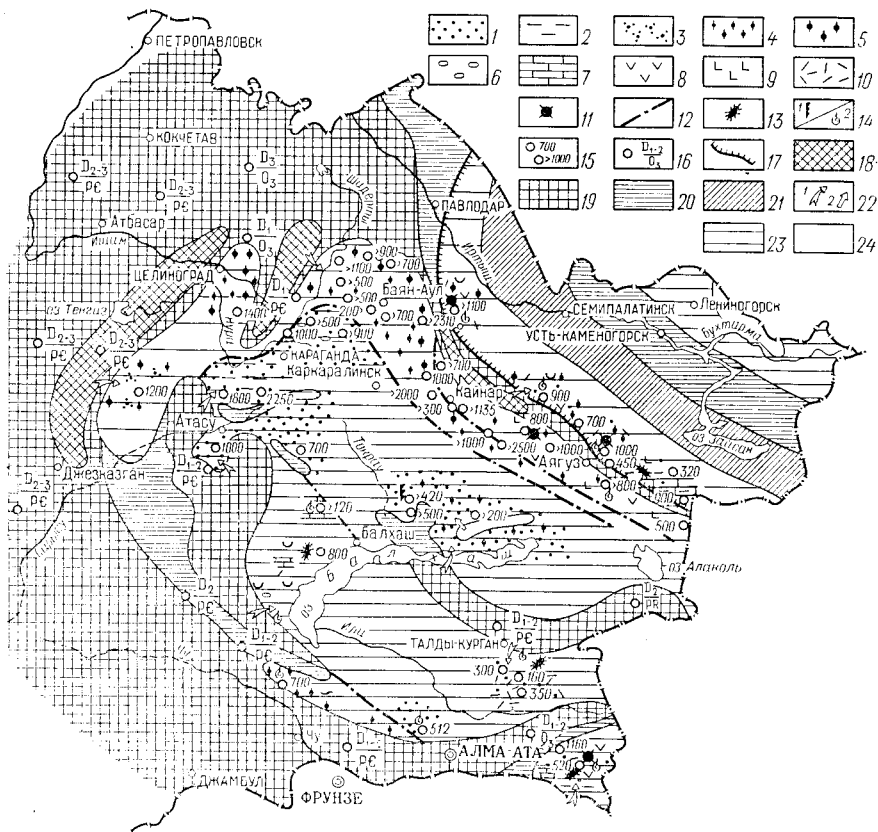


Рис. 14. Литолого-палеогеографическая схема Казахстана для жумакского времени (конец лландоверийского века — ранний венлок) по С. М. Бандалетову
 1 — пески полимиктовые, преимущественно мелко- и среднезернистые; 2 — алевроиты; 3 — аркозовые пески; 4 — пески мелко- и среднезернистые, прибрежные; 5 — пески крупнозернистые, прибрежные; 6 — галечники и гравий; 7 — известковые илы; 8 — эффузивы среднего состава; 9 — эффузивы основного состава; 10 — эффузивы кислого состава; 11 — вулканы; 12 — границы фашиально различных осадков; 13 — рифовые постройки; 14 — органические остатки: 1 — граптолитов, 2 — раковинной фауны; 15 — мощность осадков; 16 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых, с перерывом на более древние; 17 — граница распространения перерыва в основании рассматриваемой части разреза; 18 — горы высокие; 19 — горы низкие; 20 — возвышенные равнины, плато, нагорья; 21 — равнины низменные; 22 — направления сноса обломочного материала: 1 — главные, 2 — второстепенные; 23 — прибрежные равнины, временами заливавшиеся морем; 24 — море, мелкая часть шельфа

В конце лландовери — начале венлока (жумакское время) регрессивная тенденция продолжалась (рис. 14), особенно по западной периферии моря, где Бурунтау-Атасуйский островной массив суши присоединился к Улутавскому поднятию. Вулканические острова возникли к северо-востоку от Чингиза. Местами (в Предчингизье, в Шидертинском и Баянаульском районах) морские образования сменились континентальными отложениями, накаливавшихся нередко в дельтах и имеющих мощность до 3000 м. В Чингиз-Тарбагатайском районе усилился андезито-базальтовый вулканизм, происходивший уже в континентальных условиях. Вулканизм западного и юго-западного Прибал-

хашья развивался по-прежнему в морских условиях, что отмечается сочетанием коралловых и вулканических островов. Вулканы извергали магму основного, среднего и кислого состава. В центральной части жу-макского бассейна (Қарағанда — Ағадыр — Северо-Прибалхашский район) в конце лландовери — начале венлока господствовали морские условия и откладывались мелкообломочные терригенные осадки, охарактеризованные почти исключительно граптолитами (рис. 15).

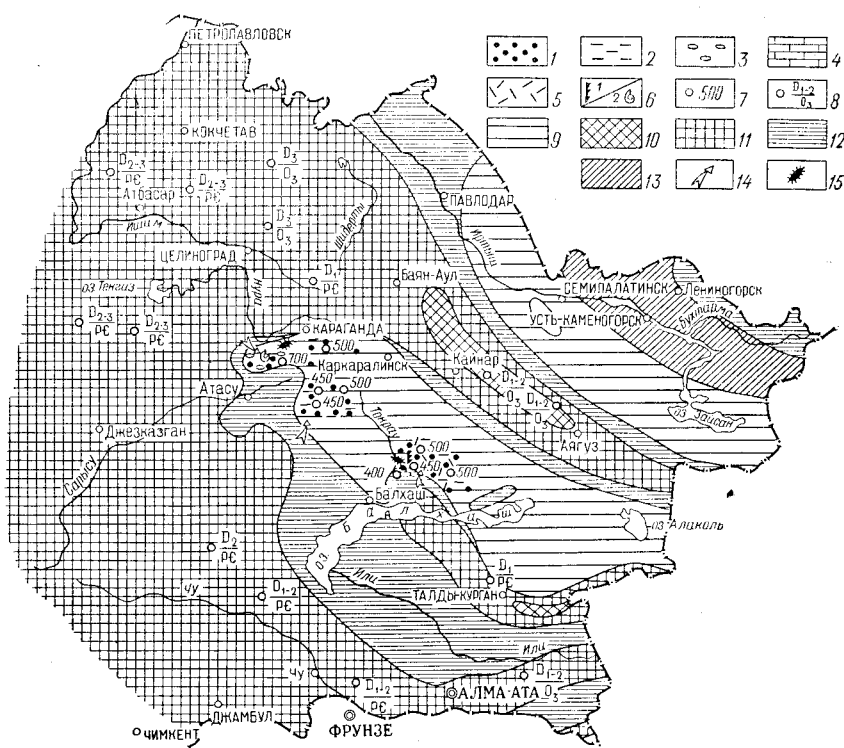


Рис. 15. Литолого-палеогеографическая схема Казахстана для токрауского времени (послеулудловский, дожединский век) по С. М. Бандалетову

1 — пески разнозернистые; 2 — глины и алевроиты; 3 — галечники и гравииты; 4 — известковые илы; 5 — вулканические пеплы; 6 — органические остатки; 7 — мощность отложений; 8 — отсутствие отложений данного возраста с наложением молодых, с перерывом на более древние; 9 — море, мелкая часть шельфа и прибрежная зона; 10 — горы высокие; 11 — горы низкие; 12 — возвышенные равнины, плато, нагорья; 13 — равнины низменные; 14 — направления сноса обломочного материала; 15 — рифовые постройки

В позднем венлоке — лудлове (акканское время) регрессия продолжалась. Большие территории к западу и северо-западу от Караганды превратились в сушу. Южнее море распространялось вплоть до Балхаша, уходя на восток за пределы описываемого района, будучи ограничено поднятиями Чингиза и Джунгаро-Балхашского района. Терригенные, нередко грубозернистые осадки накапливались одновременно с карбонатными, нередко рифовыми. Рифовые постройки размещались в Нуринском, Агадырском районах и в Западном Прибалхашье. Наземный андезито-базальтовый вулканизм был развит на юге Алкамерген-Тарбагатайского района, на севере его изливались кислые лавы.

Последний этап силурийской регрессии и связан с послеулудловским временем. Несмотря на регрессию, центральная часть былого распространения силурийского моря сохранила мелководный морской

бассейн, протягивавшийся на юго-восток от Караганды. Среди отлававшихся здесь терригенных осадков много аллохтонного пирокластического материала.

В целом силурийские образования, развитые в пределах каледонского складчатого массива, с перерывом и несогласно перекрываются континентальными образованиями девона. В пределах центральных частей силурийского морского бассейна силурийские осадки связаны непрерывным переходом с морскими девонскими отложениями и характеризуют собой площади геосинклинального развития.

Интрузивная деятельность силурийского времени была наиболее интенсивной в Чингиз-Тарбагатайском мегантиклинории; здесь известны значительные по площади гранитоидные плутоны. Силурийские гранитоиды выделяются и в других зонах каледонид, где представлены лейкократовыми и аляскитовыми гранитами.

ДЕВОН

К началу девона на рассматриваемой территории обособились области с резко контрастным тектоническим режимом. Западная и северная части Центрального Казахстана представляли собой континент с преимущественным развитием восходящих блоковых движений. На юго-востоке, в Джунгаро-Балхашской области продолжал существовать геосинклинальный бассейн. В переходной между этими областями зоне девонские образования представлены главным образом эффузивами; эта зона выделена А. А. Богдановым как девонский вулканический пояс. Последний ограничивал герцинскую геосинклиналь, характеризующуюся непрерывностью осадконакопления в силуре и девоне и единством структурного плана силуро-девонских отложений. В соответствии с этим дофаменские девонские отложения Центрального Казахстана представлены тремя типами разрезов. Основной чертой разрезов каледонского складчатого массива является сочетание аллювиально-пролювиальных и озерных, по преимуществу красноцветных, терригенных пород с вулканогенными образованиями базальтового и андезито-базальтового состава. Эти образования, резко несогласно налегающие на интенсивно дислоцированные более древние отложения, накапливались в межгорных впадинах, возникших в нижнем девоне.

Впадины имели наложенный характер, не позволяющий говорить о какой-либо наследованности или соподчиненности плану каледонских структур. Заложение их начиналось с образования достаточно глубоких разрывов, служивших путями для подъема магмы, питавшей девонские наземные вулканы. К живетскому времени началось опускание площадей, прилегавших к ниже-среднедевонским впадинам. Депрессия заполнялась песчано-галечными отложениями; в центральных частях впадин франские отложения залегают согласно с подстилающими девонскими образованиями, а на периферии несогласно на подстилающих породах.

В фамене на каледонский складчатый массив начинает трансгрессировать с юго-востока море. Морские терригенно-карбонатные отложения фамена развиты в Джекказганском и Сарысу-Тенизском районах. Местами они здесь переходят в лагунно-морскую галогенную формацию. В пределах Кокчетавской глыбы доказанные фаменские породы отсутствуют. К востоку от глыбы в районе Коксенгирсорской и Богумбайской впадин фаменские отложения представлены красноцветными континентальными фациями, постепенно сменяющимися вверх по разрезу морскими карбонатно-терригенными пестроцветными породами.

В пределах вулканического пояса девонские образования представлены главным образом эффузивами; терригенные осадки играют резко подчиненную роль, составляя не более 10—15% разреза и приурочиваясь по преимуществу к его верхней части. Вулканический комплекс достаточно пестр по составу. Местами преобладают лавы андезитового, преимущественно внизу, и липаритового (в верхах) состава. В Баянаульском районе и Северо-Западном Прибалхашье преобладают кислые пирокласты. Мощность отложений достигает 3000 м.

В герцинском геосинклинальном прогибе разрез девона непосредственно продолжает разрез силурийских отложений. Здесь они представлены морскими сероцветными обломочными вплоть до гравийных отложениями. Обильная морская фауна позволяет детально расчленивать эти отложения и обосновать их возраст. Только в Жаман-Сарысуйском антиклинории и прилегающих к нему синклинориях конец живетского и франский век ознаменовались наземной вулканической деятельностью.

Фаменские отложения в герцинской области, как и в каледонской, формационно связаны с каменноугольными. Они представлены известняками, песчаниками, редко эффузивами. Местами (в Кайрактинской мульде, по южной окраине Карагандинского бассейна) широко распространенные брахиоподовые фации сменяются климениевыми известняками или кремнистыми сланцами с посидониями.

Интрузивный магматизм девонского времени характеризуется большим разнообразием. В пределах каледонид среди интрузий особое место занимает ниже-среднедевонский щелочной (ишимский) комплекс Джаркаинагача и Улутау. Он не отделим от серии эффузивных пород — дифференциатов щелочной базальтовой магмы. Судя по своему структурно-геологическому положению, он скорее является завершающей фазой каледонского интрузивного цикла, чем результатом герцинской активизации каледонид. Широким распространением в зоне каледонид пользуются интрузии боровского комплекса, большинством исследователей считающиеся среднедевонскими; надо думать, что этот возраст интрузий является завышенным. В зоне девонского вулканического пояса широко распространен среднедевонский гранодиоритовый и верхнедевонский гранитный магматизм, тесно связанный с девонским вулканизмом; девонские образования здесь составляют одну плутоно-вулканическую ассоциацию. В пределах герцинской геосинклинальной области девонский интрузивный магматизм, видимо, был проявлен достаточно широко, однако фактического материала для выяснения его роли пока мало.

КАРБОН

История геологического развития территории Центрального Казахстана в каменноугольный период различна для зоны каледонского массива и Джунгаро-Балхашской геосинклинальной системы. Консолидация каледонского массива обусловила слабую тектоническую активность этой территории. Тектонические, главным образом блоковые, вертикальные движения определяли пространственное и временное распределение различных фаций мелководного моря и прилегающих прибрежных равнин. Эти движения на протяжении от фаменского времени до среднего карбона происходили практически непрерывно, смещаясь во времени и пространстве от одного участка описываемой территории к другому. Согласно наращивая разрез фаменских осадков, отложения нижнего карбона довольно разнообразны по составу (рис. 16, 17, 18). В пределах Кокчетавской глыбы на отдельных участ-

ках нижнетурнейские отложения представлены обломочными красноцветными образованиями. В Тенизском, Джезказганском и Карагандинском районах в зонах развития каледонид нижнетурнейские отложения постепенно сменяют морские фаменские, будучи выражены чаще в брахиоподовой, реже посидониевой фациях (рис. 16). Мощ-

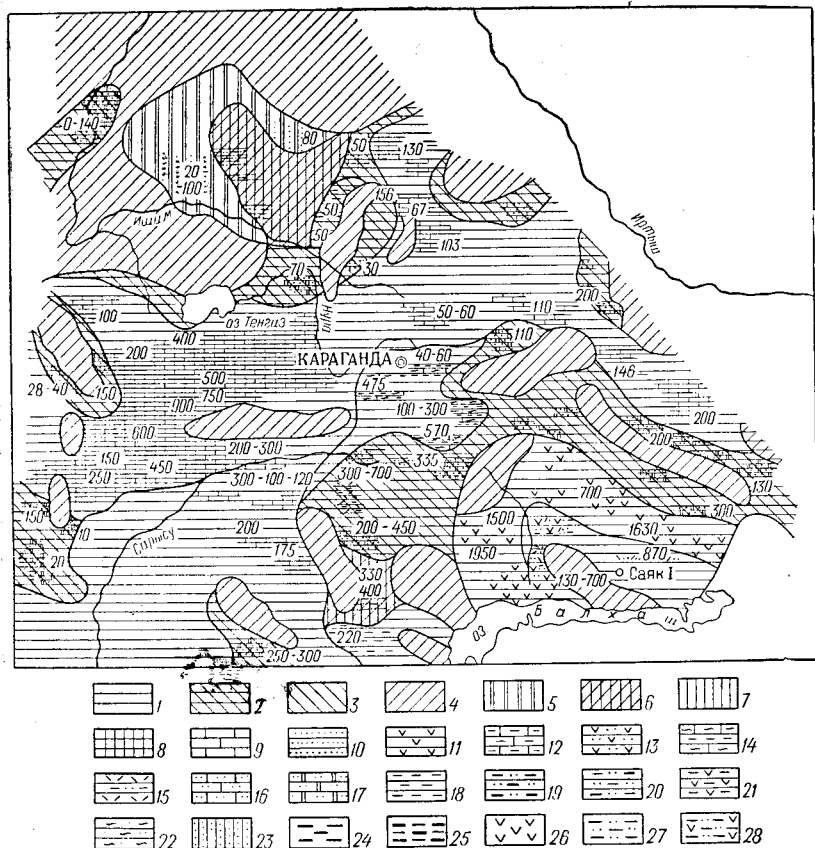


Рис. 16. Палеогеографическая схема Центрального Казахстана в раннетурнейское время по М. С. Волковой

1 — море; 2 — прибрежная часть шельфа; 3 — лагуна; 4 — возвышенные участки суши, подвергавшиеся денудации; 5 — равнины низменные; 6 — прибрежная часть суши; 7 — вулканическая суша; 8 — прибрежные заболоченные равнины, временами затопляющиеся морем. Фаши: морские: 9 — карбонатные, 10 — терригенные, 11 — вулканогенные, 12 — терригеннокарбонатные, 13 — терригенно-вулканогенные, 14 — пелито-кремнистокарбонатные, 15 — терригенно-карбонатно-туфогенные; прибрежно-морские: 16 — карбонатные; 17 — терригенно-карбонатные, 18 — терригенные, 19 — угленосные, 20 — слабоугленосные, 21 — вулканогенно-угленосные, 22 — лагунные-терригенные; континентальные: 23 — кластогенные, 24 — угленосные, 25 — слабоугленосные, 26 — вулканогенные; прибрежно-континентальные: 27 — терригенные, 28 — терригенно-вулканогенные.

ность этих отложений невелика и оценивается десятками метров. На фоне бассейнов с отложениями небольшой мощности выделяется территория современного Сарысу-Тенизского водораздела, где идет процесс компенсированного карбонатного осадконакопления в прогибающихся грабен-синклиналях, причем мощность нижнетурнейских отложений местами достигает 1000 м.

В зоне переходной к раннегерцинской складчатости (в зоне неустойчивой каледонской консолидации), осадки приобретают терригенный характер и характеризуются кремнистостью, наличием красноцветных и пестроцветных разностей (рис. 20). Карбонатные фа-

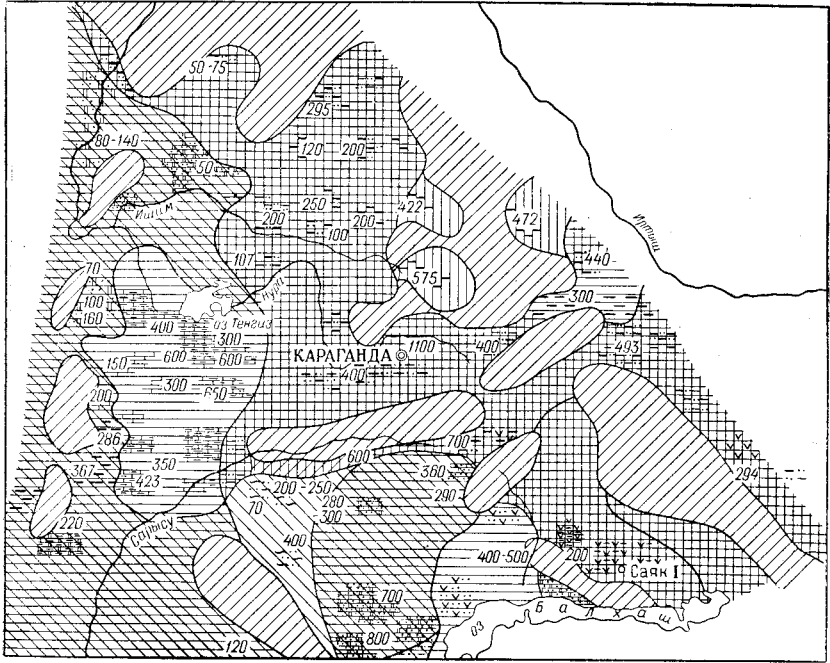


Рис. 17. Палеогеографическая схема Центрального Казахстана в ранне-визейское время по М. С. Волковой
Условные обозначения см. рис. 16

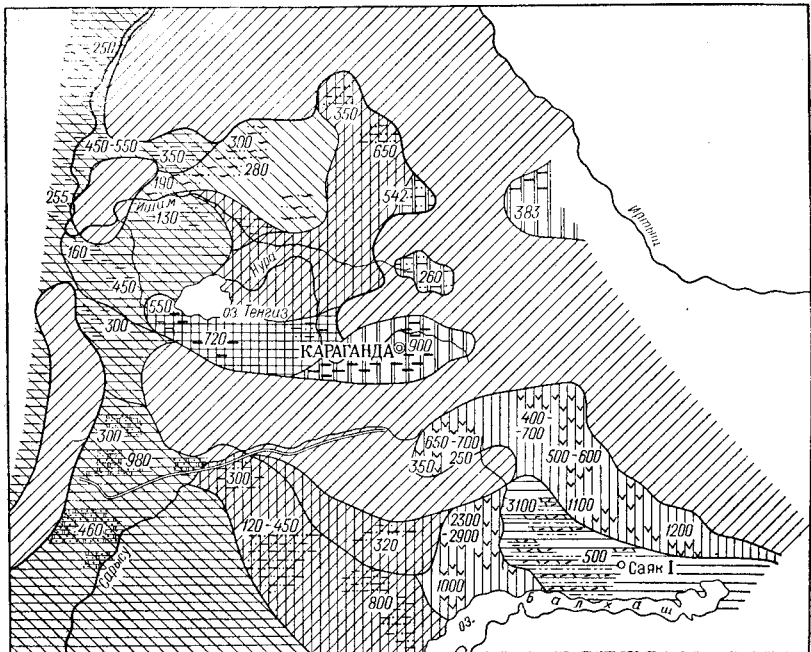


Рис. 18. Палеогеографическая схема Центрального Казахстана в поздне-визейское — нижнепалеогеновое время по М. С. Волковой
Условные обозначения см. рис. 16

ции имеют резко пониженную мощность. Вторая половина турне была временем наиболее широкого распространения трансгрессии. В условиях мелководного морского бассейна отлагались преимущественно карбонатно-глинистые осадки мощностью в первые сотни метров, и лишь в Тениз-Сарысуйской зоне по-прежнему шел процесс интенсивного компенсированного накопления осадков, достигших здесь мощности в 700 м и более.

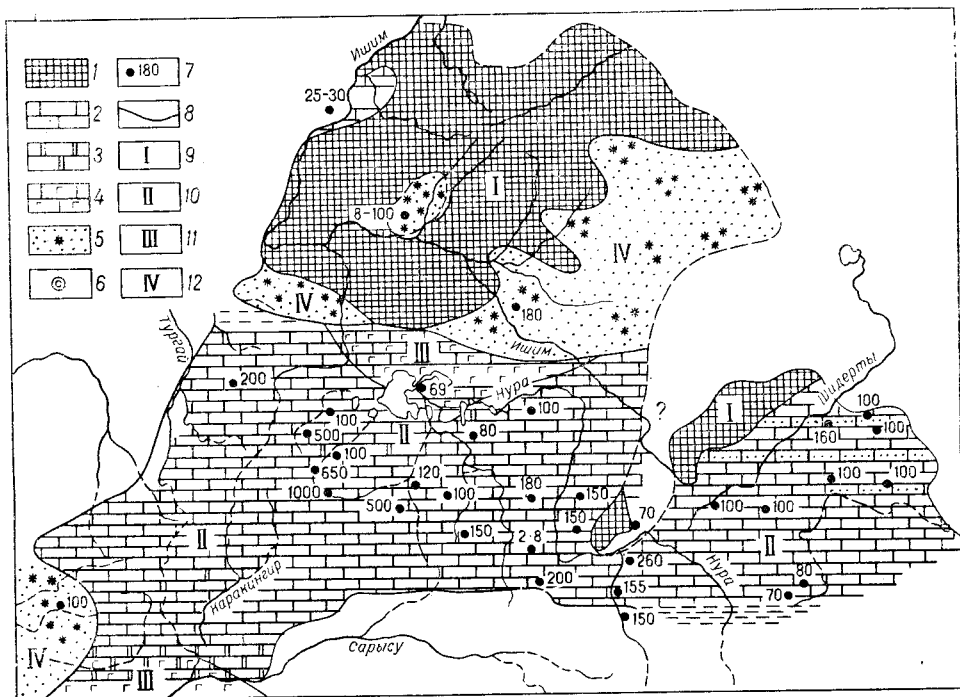


Рис. 19. Литолого-фациальная схема раннетурнейского времени западной части Центрального Казахстана. Составила Н. В. Литвиневич.

1 — древняя суша; 2 — известняки; 3 — доломиты; 4 — загипсованная карбонатная порода; 5 — красноватые породы; 6 — скважины; 7 — цифры мощностей; 8 — границы литологических комплексов; 9 — возвышенная равнина, плато; 10 — море, мелкая часть шельфа; 11 — заливы с повышенной соленостью; 12 — равнина низменная

В нижнем визе происходит значительное изменение геологической обстановки (рис. 21). Море временами покидает значительные пространства и на частично осушенных участках начинаются процессы торфо- и углеобразования. Возникает сложное сочетание болотных, озерных и прибрежно-морских фаций. Наиболее устойчивые условия заболоченности возникают в Карагандинском районе, где со среднего визе идет осадконакопление уже в озерных условиях. Среди морских отложений начинают все более господствовать терригенные морские и прибрежно-морские образования нормального неглубокого хорошо прогреваемого бассейна с обильной крупной бентосной фауной. В верхнем визе и на юре регрессирующее на юг и запад море оставляет свои осадки в западной части Центрального Казахстана (рис. 22). Происходит расчленение бассейна Тениз-Джезказганской впадины. Процесс интенсивного углеобразования идет на крайнем северо-востоке Центрального Казахстана, в Экибастузской и Тениз-Коржункульской зонах, а также в Карагандинском районе, где возникают залежи основной карагандинской угленосной свиты. В пределах Тенизской и

Джезказганской впадин верхненамюрские и башкирские отложения, в низах разреза пестроцветные, а в верхах красноцветные, накапливались в изменявших свои очертания впадинах, испытавших неодинаковое погружение под влиянием глыбовых движений фундамента (рис. 23). Отложения представляют осадки лагунно-озерной фации с косоволнистой слоистостью и хемогенными известняками с кремнистыми стяжениями.

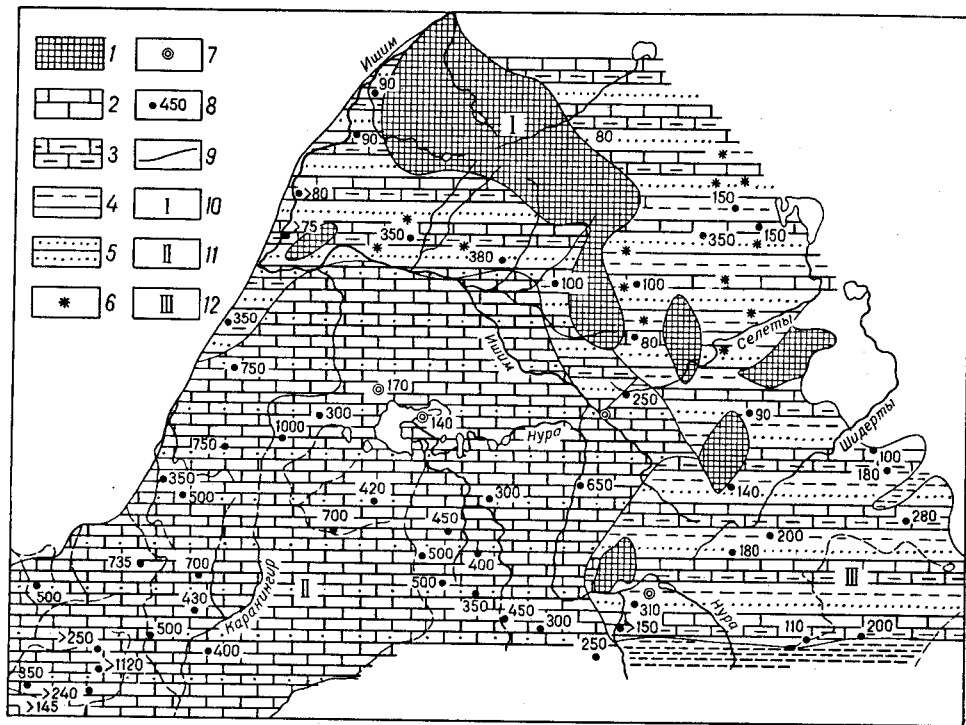


Рис. 20. Литолого-фациальная схема позднетурнейского времени западной части Центрального Казахстана. Составила Н. В. Литвинович.

1 — древняя суша; 2 — известняки; 3 — глинистые известняки; мергели; 4 — алевролиты; 5 — песчаники; 6 — красноцветные песчаники; 7 — скважины; 8 — цифры мощностей; 9 — границы литологических комплексов; 10 — возвышенная равнина; 11 — море, шельфовая зона; 12 — море, мелкая часть шельфа

На границе башкирского и московского ярусов прошли новые достаточно интенсивные тектонические движения, вызвавшие перераспределение областей размыва и накопления (рис. 24). На западе в Тенизской и Джезказганской впадинах происходит накопление красноцветных, местами меденосных песчаников. Прошедшие тектонические подвижки вызывают появление в основании толщ конгломератов и гравелитов. Последние, очевидно, представляют аллювиально-пролювиальные отложения, характеризующаясь линзовидным залеганием. Образование этих толщ происходило в условиях аридного климата. Выше лежащие мелкозернистые песчаники, алевролиты, аргиллиты представляют чаще всего озерные осадки, среди которых удается выделить фации пляжей, прибрежного мелководья и внутренних частей бассейнов (рис. 25).

Иная тектоническая обстановка характерна для Джунгаро-Балхашской геосинклинали. Здесь с началом карбона совпадает локальная вулканическая деятельность, и вулканогенные породы кислого и сред-

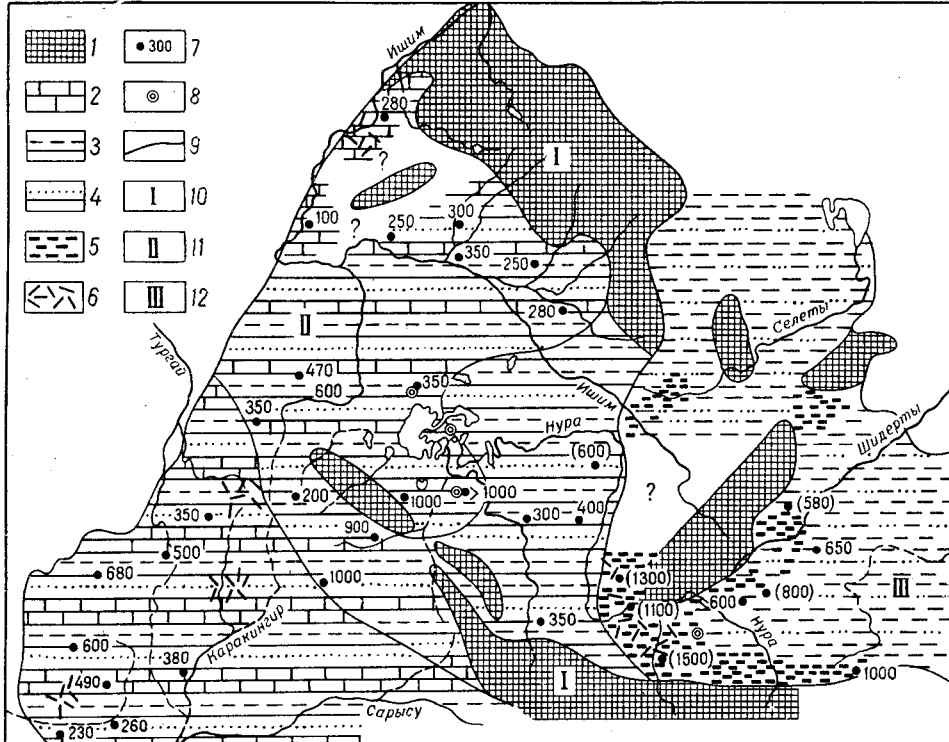


Рис. 21. Литолого-фациальная схема визейского века западной части Центрального Казахстана. Составила Н. В. Литвинович.

1 — древняя суша; 2 — известняки; 3 — алевролиты; 4 — песчаники; 5 — угленосность; 6 — вулканический туф; 7 — цифры мощностей; 8 — скважины; 9 — границы литологических комплексов; 10 — возвышенная равнина, плато; 11 — море, мелкая часть шельфа; 12 — прибрежная равнина, временно заливавшаяся морем

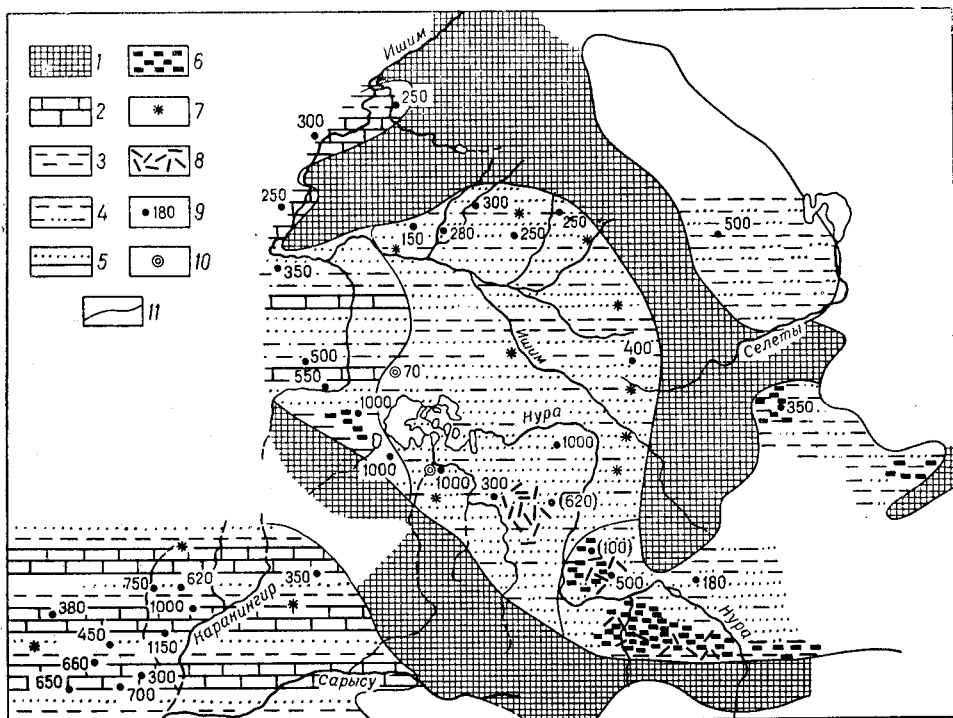
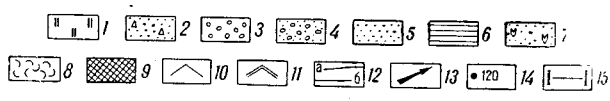
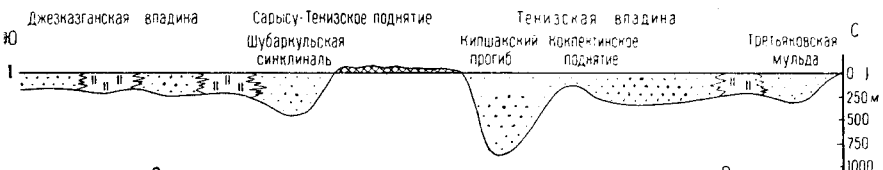
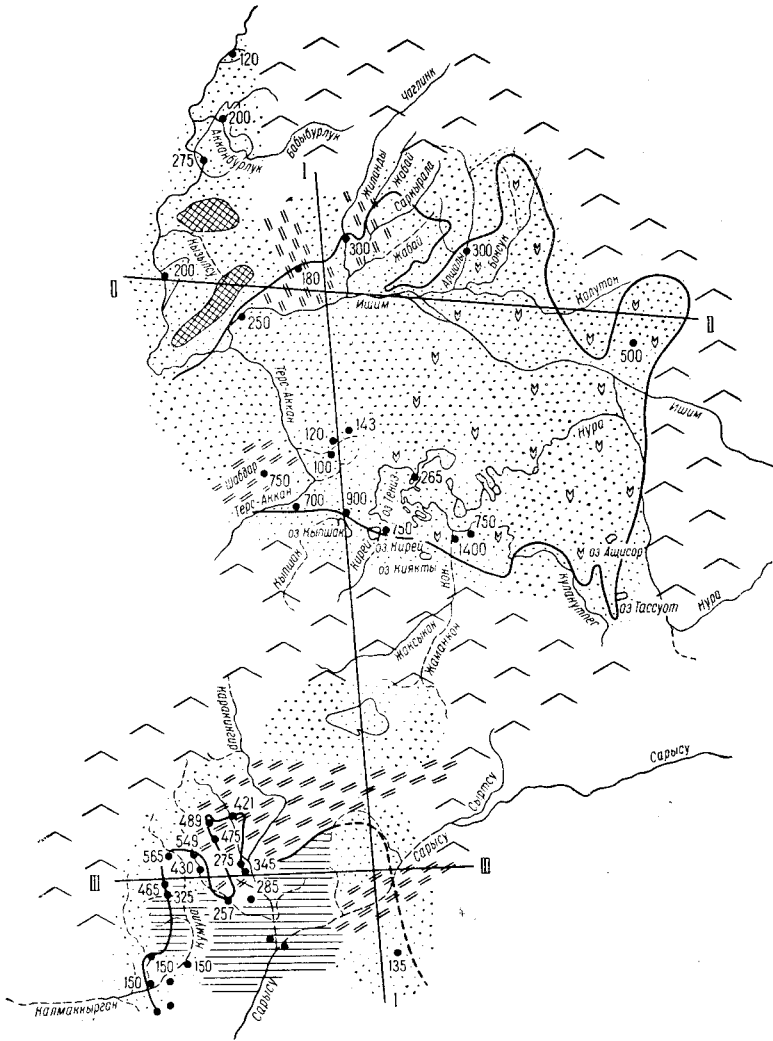


Рис. 22. Литолого-фациальная схема раннеюрского века западной части Центрального Казахстана. Составила Н. В. Литвинович.

1 — древняя суша; 2 — известняки; 3 — алевролиты; 4 — чередование песчаников и алевролитов; 5 — песчаники; 6 — угленосность; 7 — красноцветные песчаники; 8 — вулканические туфы; 9 — цифры мощностей; 10 — скважины; 11 — границы литологических комплексов



него состава переслаиваются с осадочными, содержащими нижнетурнейскую фауну. Проявление саурской фазы тектогенеза в Джунгаро-Балхашской геосинклинальной провинции вызывает в верхнем визе и намюре регрессию моря; в этот период отмечаются процессы углеобразования. Лишь в Южном Прибалхашье устойчивые морские условия сохраняются до конца карбона, но и здесь отмечается присутствие углистых пород. Вулканическая деятельность резко затухает, хотя спорадические вспышки вулканизма отмечаются в ряде районов. В Причингизье и Каркаралинском районе в намюрское время произошли тектонические подвижки, выразившиеся в возникновении поднятий, на которых отлагались наземные осадочно-вулканогенные континентальные осадки, несогласно залегающие на подстилающих породах. Действовавшие здесь в намюре и среднем карбоне вулканы извергали андезитовую и липаритовую магму. В Джунгаро-Балхашской области в течение среднего и верхнего карбона в результате судетской фазы возобновляется вулканическая деятельность и продолжается накопление лаво-пирокластических толщ андезито-дацитолипаритового состава и продуктов их размыва. Туфоосадочные образования, развитые на севере геосинклинальной области, к югу сменяются все более обогащенными карбонатами осадками, переходящими в известняки с морской фауной. Бассейн имел нормальный солевой состав, указывающий на связь с открытым морем, расположенным на юго-востоке.

Интрузивная деятельность в карбоне в пределах каледонид была весьма ограниченной. Имеются данные о крупных интрузиях гранитоидов конца карбона в Баянкульском районе. В зоне девонского вулканического пояса и в Джунгаро-Балхашской области гранитоидный магматизм проявился довольно интенсивно. На этой площади широко представлены гранодиориты нижнего карбона, гранодиориты и граниты среднего и верхнего карбона, нередко тесно связанные в контурах единых структур с вулканитами.

В целом каменноугольное время характеризуется дальнейшим смещением зон консолидации к центральным частям Джунгаро-Балхашской геосинклинали, которая с середины среднего карбона переходит из геосинклинальной в орогенную фазу развития. Особенностью орогенных образований является широкое развитие вулканогенных моласс пестрого состава со значительной долей производных липарито-дацитовой магмы.

ПЕРМЬ

Пермские отложения в Центральном Казахстане пользуются заметным распространением. В пределах ранних каледонид они выражены в пестроцветных образованиях. В зоне поздних каледонид — ранних герцинид они практически отсутствуют, приобретая значительное распространение в области поздних герцинид. Здесь они представле-

Рис. 23. Литолого-фациальная схема среднего карбона башкирского века (кирейская и таскудукская свиты) западной части Центрального Казахстана. Составила Н. В. Литвинович.

Аллювиальная фация: 1 — песчаники, алевролиты, аргиллиты с линзами и прослоями конгломератов. Продлювиально-делювиальная фация: 2 — брекчии, песчаники. Прибрежно-озерные фации: 3 — конгломераты с линзами песчаников; 4 — крупно-среднезернистые песчаники с прослоями конгломератов. Мелководно-озерные фации: 5 — разнозернистые песчаники и алевролиты; Глубоководная озерная фация: 6 — алевролиты, аргиллиты и известняки с прослоями песчаников. Лагунно-мелководные фации: 7 — алевролиты, песчаники с карбонатными конкрециями и гипсом; 8 — туфы, туфогенные песчаники, туффиты; 9 — суша с выравненным рельефом; 10 — суша со слабо расчлененным рельефом; 11 — суша с расчлененным рельефом; 12 — контур современного распространения пород; а) установленный, б) предполагаемый; 13 — направление сноса; 14 — цифры мощностей; 15 — линии профилей

ны преимущественно в вулканогенных фациях, — внизу дацит-липаритового и андезитового состава, вверху базальтового и трахилипаритового. В зоне ранних устойчивых каледонид в Тенизской впадине нижняя пермь представлена накоплением сероцветных, нередко мергелистых пород, отложившихся в мелководном бассейне озерно-лагунного типа увеличивающейся ненормальной солености. Иногда эти отложения несут признаки явного мелководья — трещины усыхания, знаки ряби. Состав органических остатков (пелециподы, остракоды, филлоподы, рыбы, амфибии и рептилии) указывают на непостоянство и периодическое пересыхание этого солоновато-водного бассейна. Близкий

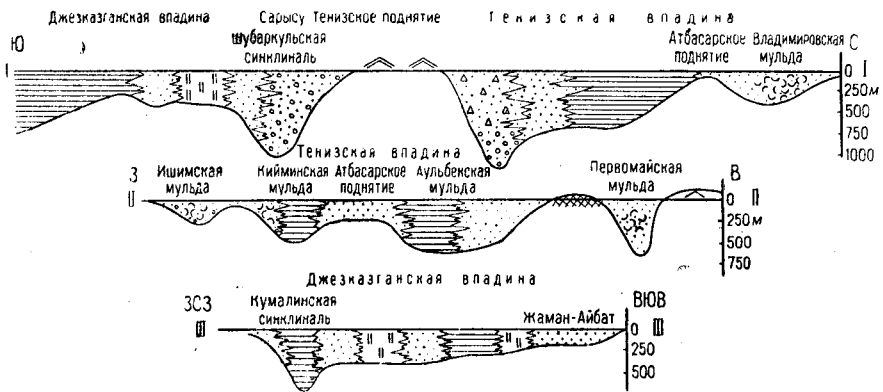


Рис. 25. Литолого-фациальная схема позднего карбона (верхняя половина владимировской и джезказганской свит) западной части Центрального Казахстана. Составила Н. В. Литвинович. Условные обозначения см. рис. 23

состав осадков имеет и Джезказганская впадина. Отличием является присутствие в некоторых участках мощной до 800 м толщи каменной соли.

Различия в осадкообразовании вызваны разделением в течение нижней перми общего акватория, охватывавшего ранее Джезказганскую и Тенизскую впадины, на два бассейна в результате образования Сарысу-Тенизского поднятия. На следующем этапе возобновилось накопление красноцветов, охватывающих промежутки времени от верхов нижней до верхней перми (кийминская, шоптыкульская свиты). Накопление происходило на небольших ограниченных площадях в замкнутых озерных бассейнах, пресных на севере, сильно соленых на юге. В пределах Джунгаро-Балхашской геосинклинали излияния дацитолипаритового состава верхнего карбона продолжались и в нижней перми. Продукты этих излияний переслаиваются с туфами, туффитами, иногда содержащими остатки растений, относимых к артинскому и кунгурскому времени, и приуроченными к верхним частям разреза. Широко распространены субвулканические фации, представленные силлами, дайками, некками и мелкими интрузивными телами диоритов, монзонитов, сиенитов, гранитов. К субвулканической фации приурочивается развитие вторичных кварцитов, несущих молибденовое, золотое и медное оруденения.

Вулканизм Джунгаро-Балхашской геосинклинали завершается излияниями липарит-базальтовой формации повышенной щелочности. Разрез начинается базальтами и андезито-базальтами, туфами, туффитами. Завершается он грубыми туфолавами и агломератами трахилипаритового состава. В нижних частях комплекса найдены остатки

флоры верхнепермского возраста. Верхи толщи условно считаются нижнетриасовыми.

Среди интрузивных пород перми наиболее четко представлены интрузии аляскитовых и субщелочных пород. Они являются типично послескладчатыми образованиями, отделенными от главной складчатости значительным промежутком времени. Аляскитовые и субщелочные граниты часто образуют крупные округлые плутоны, связанные с системами малых кольцевых интрузий. Кольцевые дайки в верхних горизонтах сочетаются с накоплением мощных вулканитов, среди которых нередко встречаются игнимбриты.

В конце перми район бывшей Джунгаро-Балхашской геосинклинали в значительной степени консолидировался, в результате чего жесткость субстрата исключала возможность образования пластичных складок и тектонические напряжения разряжались в виде многочисленных разломов. Последние явились путями перемещения магмы, давшей комплексы малых интрузий пестрого состава. Малые интрузии приурочиваются ко всем крупным разломам, образуя как отдельные дайковые тела, так и пояса. Разломы и связанные с ними дайки пестрого состава секут образования верхнего палеозоя и плутоны аляскитовых гранитов.

Таким образом, геологическое развитие Центрального Казахстана в пермское время на всей площади отвечает тому этапу, который выделяется как орогенный или постгеосинклинальный, когда уже отчетливо определилась приближающаяся к платформенной консолидация района.

ТРИАС

Процесс образования разломов в эпигерцинской платформе Центрального Казахстана, наметившейся в пермский период, интенсивно развивался в триасе. Эти разломы не подчинены замкнутым многоугольным системам разрывов орогенного этапа развития Казахской геосинклинали. Не имея черт их наследования, они образуют грабены, как бы повторяющие структуры каледонид с таким же меняющимся простиранием от меридионального в Байконуре до широтного в Кызылтау, Караганде, Майкубене. По своей сущности эти зоны разломов и ограниченные ими грабены верхнего триаса или юры напоминают в миниатюре структуры древних платформ, осадки которых также являются столь же специфичными, нередко начинаясь с излияний трапповой формации и завершаясь накоплением специфических осадочных образований.

Наибольшее свое развитие триасовые структуры и связанные с ним образования получили в Тургайской впадине, хотя впервые эффузивные породы были констатированы в Приишимье еще в конце тридцатых годов П. Г. Корейшо. В Тургайской впадине эти образования известны под названием туринской серии. Они представляют чередование преобладающих в основании разрезов эффузивов (базальты, долериты, андезиты, редко липариты) с осадочными породами, содержащими остатки флоры. В Приишимье горизонтально залегающие базальтовые и андезито-базальтовые покровы обнажаются на поверхности.

В пределах описываемой территории нижнетриасовые грабены пока не обнаружены, а изверженные породы известны преимущественно в дайковой фации (диабазы и пикриты Улутау, пикриты Приишимья). Базальты известны в Тенгиз-Коржункульской и Кайнаминской мульдах. Они прорываются анортоклазовыми гранитами, слагающими местами крупные массивы.

В течение нижнего и среднего триаса в пределах Центрального Казахстана значительных вертикальных перемещений земной коры не происходило и на его просторах в условиях достаточно аридного климата протекали процессы химического выветривания с образованием древней мезозойской коры выветривания латеритового профиля. Крупные грабены в пределах Центрального Казахстана начали оформляться вдоль заложённых ещё в нижнем триасе разломов лишь в рэт-юрское время.

Продукты переработки коры выветривания впервые отмечаются в красноцветных базальных образованиях рэт-юрского разреза Иман-Бурлукского грабена. Первые флористически установленные рэтские отложения, тесно связанные с нижней юрской, отмечаются в низовьях р. Иман-Бурлук, в Майкюбенском месторождении и, вероятно, имеются в Караганде.

Появление в основании разреза полимиктовых конгломератов мощностью до 110 м, состоящих из сильно выветрелых пород, указывает, что грабен возник на достаточно пенецпленизированной площади. Выше располагается обычная угленосная толща. В Майкюбене к рэт-юрским отложениям относятся только нижние толщи, лежащие на каолинитовой (?) коре выветривания. Базальная толща также представлена полимиктовыми конгломератами. Следует, однако, отметить, что триасовый период остается пока одним из малоизученных этапов геологического развития Казахстана.

ЮРА

В юре на территории Центрального Казахстана возникает серия грабенообразных прогибов, как бы наследующих простирание каледонских структур. Верхнелейасовые прогибы устанавливаются на крайнем западе Байконура, Киякты, севере Центрального Казахстана, в Кызылтауском районе Кокчетавской области, в низовьях р. Селеты, в верховьях Оленты, в Койтасской и Курайлинской депрессиях. Линейная форма депрессий определяет появление речных систем с озеровидными расширениями, замыкающимися пресноводными озерными водоемами. Впадавшие в озера реки способствовали явлениям заболачивания и торфообразования. Тектонические подвижки в аалене-байосе, бате и в верхней юре приводили к перестройкам речных систем, перемещению водных бассейнов и смятию пород впадин в пологие складки. К концу юры намечается отчетливое изменение климата в сторону большей засушливости. Такое изменение климата нашло отражение в изменении характера осадков и появлении грубых пестроцветов. Очевидно, что возникновению грубообломочных осадков предшествовали заметные тектонические подвижки. В целом, юрские континентальные угленосные осадки Центрального Казахстана отлагались на достаточно подвижном субстрате, разламывавшемся совокупностью определенно ориентированных расколов с дифференцированным перемещением отдельных глыб. По своим особенностям эти образования нельзя считать связанными с возникновением мел-палеогенового платформенного чехла. Они отвечают специфическому этапу в развитии структур земной коры Центрального Казахстана, который отчетливо выделяется и в тектоническом развитии других геосинклиналей.

МЕЛ

К концу юры тектонические движения, расчленявшие палеозойский фундамент Центрального Казахстана, затухают и к нижнему мелу его структура приобретает черты эпигерцинского щита, пере-

крытого прерывистой пленкой в меловое время — континентальных, а в поздне меловое — континентальных и морских отложений. Выровненная пелеплененная поверхность Центрального Казахстана в условиях трансгрессий мела определяла изрезанный фестончатый характер развития морских образований, объясняющих загадочную находку верхнемеловой губки *Etheridgia* к западу от Целинограда в районе пос. Максимовка и фораминифер верхнего мела — палеогена на водоразделе к югу от г. Степняка.

Наиболее широкое распространение меловые отложения имеют в меловых прогибах, окаймляющих Казахскую складчатую страну: Тургайском прогибе, по северной периферии Центрального Казахстана и в Иртышской впадине. В пределах внутренних частей Казахстана меловые отложения занимают эрозионно-карстовые понижения. Обычно они залегают на поверхности в различной степени размытой коры выветривания.

Широко бытующее представление о наследственности распределения отложений эпигерцинского чехла, в частности мела, в зависимости от контуров поднятий палеозойских структур, не может быть принято хотя бы потому, что один из наиболее приподнятых участков — Кокчетавская глыба — в значительной части был перекрыт морскими меловыми осадками Западно-Сибирского бассейна.

Характер растительности и многочисленные находки флоры, богатство палинологических спектров указывают на известные колебания в характере климата в меловое время, менявшегося от тропического до саванного. Наличие таких климатических условий определяло существование речных систем. Их распределение определялось в значительной мере расположением подвижных тектонических швов. Возможно, что распределение меловых и палеогеновых осадков совпадает с разработкой древних долин таких рек, как Пра-Нура, Пра-Сарысу, Пра-Тундык и др.

Нижнемеловое время (готерив-баррем) характеризуется накоплением известковистых, с гипсом, пестроцветов, происходившем в условиях низкого слабо всхолмленного рельефа при отсутствии избыточного увлажнения. Климатическая обстановка благоприятствовала образованию кор выветривания. Позднее, в апте-альбе и в сеномане, характер осадков, выраженных в накоплении безкарбонатных глин, нередко содержащих растительный детрит, указывает на известное увлажнение климата и возникновение гумидных условий. Наряду с присутствием теплолюбивых форм, появляются первые листопадные формы.

В поздне меловое время, начиная с турона, развивается верхнемеловая трансгрессия, захватывающая сплошным покровом северную окраину Кокчетавского срединного массива и Прииртышье.

Современное состояние изученности не позволяет точно установить, в какое время трансгрессия достигает наибольших размеров и в каком отношении к ним находятся прибрежно-морские осадки восточной части Бетпак-Далы, где найдены остатки зубов акул сантон-туронского времени. Континентальные отложения сенона установлены в Джезказган-Сарысуйском районе. К нерасчлененным верхнемеловым осадкам относят останцы кремнисто-кварцевых конгломератов и песчаников в Тенизской впадине, несортированные галечники с суглинистым и гипсовым заполнением в долине Моинты в Северном Прибалхашье.

Континентальные отложения маастрихта отмечаются в Амангельдинском, Западно-Карагандинском и Целиноградском районах; здесь они состоят из песчаных глин с галькой и гравийных песков мощностью

до 80 м. Такая мощность указывает на значительную амплитуду тектонических подвижек этого времени.

На севере в Кокчетавском и Прииртышском районах отложения маастрихта представлены морскими известковистыми глинами, алевролитами, мергелями, кварцево-глауконитовыми песчаниками с гастроподами, пелециподами, фораминиферами, остракодами. Отложения датского яруса в Центральном Казахстане не установлены.

Магматические процессы для мела Центрального Казахстана пока не известны. Таким образом, в целом в течение мела в Центральном Казахстане преобладал рельеф денудационного плато, расчлененного аллювиальными долинами. Лишь в позднемеловое время часть этого плато периодически захватывается относительно кратковременными трансгрессиями, связанными преимущественно с развитием Западно-Сибирского мелового морского бассейна. Более неопределенна связь с Восточно-Аральским бассейном, хотя этот бассейн, продолжаясь в Тургайскую впадину, несомненно ограничивал Центральный Казахстан с запада.

ПАЛЕОГЕН

История геологического развития Центрального Казахстана в палеогене отражает типичный платформенный этап развития. Регрессия маастрихтского моря обнажила значительные пространства Центрального Казахстана. Плоский рельеф, схожий по ландшафту и климату с саванной, покрытый разряженной ксерофитовой растительностью, способствовал интенсивному развитию процессов выветривания. Процессы выветривания, проходившие в условиях меняющейся щелочности почвенных разрезов, способствовали выносу и переотложению кремнезема и железа.

На площадях Еремантауского, Селетинского, Степнякского районов и в северном Прииртышье широко развиты почти повсеместно как бы зализанные кремнистые гальки — остатки кремнистых сливных песчаников и брекчий, характерных светло-желтых песков с линзами кремнистых сливных песчаников и конгломератов наземного, возможно, дюнно-барханного происхождения. Породы местами содержат отпечатки листьев, плодов и семян или же представляют собой пористые, пронизанные линейными отверстиями, ранее занятыми стволами и корнями растений образования. Лишь изредка, как это имеет место в Степнякском и Экибастузском районах, тонкозернистые песчаники переслаиваются с прослоями спонголитов, представляя собой скорее озерные, чем аллювиальные отложения. Эти образования тесно связаны с окремненной корой выветривания. Лишь в Улутау-Джезгазганском районе отмечаются близкие по составу отложения, отличающиеся содержанием кварц-глауконитовых песков и опоковидных серых глин с фауной пелеципод, фораминифер и зубов эоценовых акул.

Третьим типом образований, преимущественно связанным с палеоценом, является образование бокситоносных толщ. В условиях гумидного климата при вероятном воздействии геохимического фона подстилающих пород образуется сложный комплекс песчано-глинисто-бокситовых образований, в классическом своем виде представленных на Амангельдинском месторождении.

В верхнем эоцене в связи с эпейрогеническими движениями происходит относительно крупная чеганская трансгрессия, захватившая окраинные части Казахстанского центра, особенно далеко проникшая в Сарысуйский район. Это море отложило характерные зеленовато-серые сланцеватые глины, в прибрежных частях мелкозернистые глауко-

нитовые пески. Для отложений характерна гипсоносность, а также наличие иногда огромных караваевообразных сидеритовых конкреций, центром стяжения которых являются зубы, позвонки и чешуя акул и скатов, залегающих вместе с пиритизированными растительными остатками. Регрессия чеганского моря, приуроченная к концу нижнего олигоцена, ознаменовалась заметными климатическими изменениями. Если в раннем палеогене широким развитием пользовалась субтропическая флора саванного типа с пальмами, пихтовыми, лавровыми и вечнозелеными кустарниками, то со среднего олигоцена ее место занимает листопадная флора так называемого тургайского типа, постепенно меняющая свой состав в сторону менее теплолюбивых форм. Со среднего олигоцена начинается континентальный этап в развитии Центрального Казахстана. Возникают остаточные опресняющиеся бассейны, в которых местами отлагаются углистые остатки. В начале верхнего олигоцена на площади Центрального Казахстана проходит новый этап тектонических подвижек, приведший к заметному расчленению рельефа и образованию грубозернистых аллювиальных осадков чагарайской свиты, сменившихся в верхах разреза более тонкозернистыми образованиями.

НЕОГЕН

История развития Центрального Казахстана в неогене характерна двумя особенностями: 1) отложением преимущественно глинистых гипсоносных осадков, нивелирующих еще не совсем заполненные депрессии, возникшие в связи с тектоническими движениями позднего палеогена; 2) изменением климата, выразившемся в увеличении сухости и переходе его к аридному.

Леса с листопадной флорой сменяются степной растительностью с травянистыми ассоциациями, определяющими развитие комплекса степных копытных. Меняется и состав осадков. Преобладающими становятся зеленоцветные, реже красноцветные монтмориллонитовые глины с гипсом и железомарганцевыми и мергелистыми конкрециями. Часто эти пролювиальные осадки тяготеют к склонам пологих депрессий, а также к долинным и озерным пространствам. Эти отложения образуют характерные ассоциации, наиболее широко представленные в Сарысу-Тенизском и Джезказганском районах и пользуются широким развитием и во всех остальных районах Центрального Казахстана. Их мощность, достигающая первых десятков метров, указывает на несомненные, но слабо выраженные подвижки фундамента. Иногда эти образования заполняют впадины, возникающие в результате суффозии и карста. Следующим комплексом пород являются аллювиальные известковистые гравийно-песчано-глинистые отложения, возраст которых точно не определяется. Ограниченные остатки позволяют эти образования считать верхнемиоценовыми — нижне-среднеплиоценовыми. На западе Центрального Казахстана эти образования носят название жиладинской, на северо-востоке — павлодарской свит.

На ксерофитные условия накопления этих толщ указывают как флора, так и фауна. В составе пылицы преобладают травянистые и среди них в большом количестве имеются полыни и галофиты. Осадки состоят из красно-бурых, зелено-серых глин с мергелистыми конкрециями и полимиктовыми песками, которые на юге приобретают более выраженную красноцветную окраску. Мощность осадков, достигающая первых десятков метров, и наличие галечников служат указанием на несомненные движения, сопутствующие образованию отложений. Появление, по крайней мере на севере, бурых и зелено-серых фаций является указанием на уменьшение аридности климата.

Наиболее молодыми образованиями неогена являются верхнеплиоценовые грубообломочные бетекейские слои. Несомненно, что гумидность климата в верхах плиоцена резко возросла, а ранние отложения в связи с увлажнением претерпели значительный переувлажнение. Характерной особенностью этих отложений является наличие костной фауны, по крайней мере двух возрастов, и обильное содержание толстостенных унионид — обитателей открытых крупных пресноводных озер и рек.

Таким образом, несмотря на пятнистость в распределении неогеновых осадков, история неогена отчетливо демонстрирует, что земная кора в Центральном Казахстане, не была мертвой. Отдельные участки вовлекались в поднятия и понижения. В понижениях преимущественно и накапливались субаридные отложения неогена, местами содержащие целые кладбища остатков разнообразных животных.

ЧЕТВЕРТИЧНЫЙ ПЕРИОД

С конца плиоцена в пределах Северо-Казахской равнины в относительно спокойных тектонических условиях происходит выравнивание рельефа за счет слабоврезанной блуждающей гидросети; здесь изобилуют крупные озерные бассейны. Во второй половине раннечетвертичного времени в Северном Казахстане преобладали открытые степные и лесостепные пространства, а климат был умеренно теплым и влажным. В это время, по-видимому, закладывались некоторые обособленные водные артерии (Иртыш, Ишим).

Тениз-Кургальджинская впадина в первой половине раннечетвертичного времени оставалась областью прогибания, где происходила аккумуляция озерных отложений. Во второй половине раннечетвертичного времени западная часть Центрального Казахстана, в том числе Тениз-Кургальджинская впадина, испытывает региональное поднятие, усиливаются эрозионные процессы, возникает серия глубоких долин, прорезающих озерные отложения. Однако уже в конце нижнечетвертичного и начале среднечетвертичного времени эрозионные процессы ослабевают и происходит выполнение долин аллювиальным материалом.

Начало четвертичного периода на обширной территории Сары-Арка ознаменовалось усилением общих и локальных тектонических движений, в результате которых было сформировано большинство низкорослых и высоких мелкосопочных массивов.

Поднятия, происходившие в условиях заметно увлажненного климата, вызвали интенсивное развитие эрозионных процессов. В понижениях рельефа накапливались грубозернистые субаридные осадки аллювиально-пролювиального и делювиально-пролювиального генезиса. В это же время закладывалась четвертичная речная сеть Сары-Арка (Даганделы, Токрау, Моинты, Сарысу, западные склоны Улутаского низкогорья). В Чингиз-Тарбагатайском низкогорье в раннечетвертичное время происходят восходящие глыбовые движения, в днищах мелких рек и логов скапливаются песчано-галечные отложения.

В начале среднечетвертичного времени на территории Северо-Казахской равнины заканчивалось накопление аллювия четвертой террасы Ишима и третьей террасы Иртыша, нивелировались отдельные неровности озерно-аллювиальной равнины. Затем небольшие поднятия привели к некоторому обновлению рельефа, и в условиях увлажненного климата вырисовывалась современная гидросеть. Во второй половине среднечетвертичного времени закончилось накопление отложений

третьих террас. р. Ишим и начала формироваться вторая аккумулятивная терраса.

В среднечетвертичном ландшафте Северо-Казахской равнины преобладали степи с островками лесов широколиственных и хвойных деревьев. В конце среднечетвертичного времени произошло резкое похолодание климата. В начале среднечетвертичного времени на западе Тениз-Кургальджинской впадины преобладали процессы денудации, а на востоке формировались обширные аллювиальные равнины. Во второй половине среднечетвертичного времени в связи с усилением тектонических движений был заложен широтный участок долины Ишима, долины рек Нуры и Кулан-Утпеса.

На территории Сары-Арка в среднечетвертичное время оформилась основная гидросеть. У рек северного ската Сары-Арка (Ишим и его правые притоки, Шидерты) в это время формировались третьи надпойменные террасы, а у рек южного ската (бассейн Тургая, Сарысу, оз. Балхаш) — вторые надпойменные террасы. У подножий возвышенностей и в межсопочных понижениях накапливались аллювиально-пролювиальные, пролювиальные и делювиально-пролювиальные отложения. В пределах Чингиз-Тарбагатайского низкогорья в среднечетвертичное время продолжались вертикальные глыбовые перемещения. В грабенах и в предгорьях накапливались суглинки, супеси, пески, гравийно-галечные отложения, лёссы южных склонов Тарбагатая.

В верхнечетвертичное время на территории Северо-Казахской равнины климат был влажным и прохладным. В спокойных полноводных реках и многочисленных озерах отлагались тонкозернистые осадки.

Ландшафт представлял собой открытую степь с островами кустарниковых зарослей и лугами. Фауна млекопитающих отвечала мамонтовому комплексу. В днищах долин рек Иртыша и Ишима накапливался аллювий первой надпойменной террасы. В Тениз-Кургальджинской впадине у рек Нуры и Ишима формировалась первая терраса и началось образование высокой поймы; а у рек Кулан-Утпес и Кон был сформирован глинистый аллювий второй надпойменной террасы и начала образовываться первая терраса.

В позднечетвертичное время во впадине установился теплый и относительно сухой климат. Ландшафт представлял открытые степи с редкими рощами лиственных и хвойных деревьев. В пределах низкогорных и мелкосопочных районов Сары-Арка в верхнечетвертичное время продолжалось накопление делювиально-пролювиальных и делювиальных, а на обширных равнинах и элювиальных отложений. Климат по сравнению со среднечетвертичным стал более сухим. На юге Сары-Арка обмелели реки и озера и началась эоловая переработка ранее образованных толщ. У рек южного ската формировались первые надпойменные террасы, а у рек северного ската вторые, а затем и первые террасы. В верхнечетвертичное же время образовались береговые валы оз. Балхаш и высокие надпляжные террасы мелких озер.

В конце верхнечетвертичного времени у Ишима и его притоков начала формироваться высокая пойма. В Чингиз-Тарбагатайском низкогорье в верхнечетвертичное время продолжалось интенсивное горообразование, а в межгорных впадинах отлагался аллювий первых надпойменных террас рек Аягуз, Жарма, Ащису, Базар, Чар. У подножий низкогорных массивов образовывались делювиально-пролювиальные конусы выноса.

В голоценовое время климат по сравнению с верхнечетвертичным становится заметно суше, особенно на юге Сары-Арка. Большинство рек мелеет и пересыхает, сокращаются площади озерных акваторий, в некоторых озерах выпадают самосадочные соли.

Если позднепалеолитическая индустрия человека была локализована в речных долинах, то каменный инвентарь неолита встречается главным образом у родников.

Современные отложения представлены на территории Северо-Казанской равнины и Тениз-Кургальджинской впадины пойменным и русловым аллювием, пролювием временных водотоков и осадками пляжей и низких озерных террас. На территории Сары-Арка и в пределах Чингиз-Тарбагатайского низкогорья у подножия склонов мелкосопочника и низкогорья продолжают накапливаться пролювиальные, делювиально-пролювиальные, колювиальные, а на удалении от них — элювиально-делювиальные образования.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Геоморфологические исследования до начала 50-х годов двадцатого столетия проводились чаще всего попутно, в процессе геологосъемочных и поисково-разведочных работ. Поэтому сведения об устройстве поверхности и истории развития рельефа имели, как правило, общий, описательный характер. Исключение составляли специальные геоморфологические исследования, которые обогатили представления о рельефе Центрального Казахстана и не потеряли своего важного значения по сегодняшний день. К ним относятся прежде всего работы Н. И. Тихоновича, Н. Г. Кассина, В. А. Обручева, Д. С. Коржинского, Г. Е. Быкова, И. П. Герасимова, Г. Ц. Медоева, В. П. Казаринова, Е. Д. Шлыгина, В. П. Нехорошева, М. П. Русакова, А. К. Мейстера, Б. Д. Мефферта, З. А. Сваричевской, К. В. Никифоровой, Б. А. Федоровича и др.

После Великой Отечественной войны в геоморфологических исследованиях территории Центрального Казахстана принял участие большой коллектив геологов: Г. Ц. Медоев, З. А. Сваричевская, В. В. Галицкий, Е. Д. Шлыгин, Е. В. Шанцер, Т. М. Микулина, А. Е. Михайлов, Б. А. Федорович, М. Ж. Жандаев, К. В. Никифорова, В. Ю. Малиновский, О. А. Мазарович, А. С. Сарсеков, В. П. Олексенко, Н. М. Владимиров, В. И. Яговкин, М. А. Авербух, Т. Н. Джуркашев, Э. И. Нурмамбетов, С. И. Гольц, Е. Г. Малышев, Е. Д. Тапалов, П. Ф. Кандауров, П. Г. Корейшо, А. И. Волков и многие др.

Центральный Казахстан представляет собой обширный выступ складчатого основания эпигерцинской платформы. Рельеф его складывается из денудационных равнин, разновысотных холмов, низкогорий и имеет длительную историю развития, охватывающую мезозойскую и кайнозойскую эры. Долгое время среди исследователей господствовало мнение о почти полном отсутствии в пределах Казахской складчатой страны каких-либо проявлений новейших тектонических движений. В лучшем случае признавалось общее так называемое «сводовое» поднятие всей территории в целом. О проявлении новейших движений в Центральном Казахстане писал еще В. П. Нехорошев (1926), считавший древние долины Казахстана молодыми, альпийскими грабенами; Н. Г. Кассин (1941) также признавал альпийский возраст гор Центрального Казахстана. В это же время рельеф Центрального Казахстана, объединяемый под общим названием «мелкосопочник», был разделен на действительно древний, реликтовый и молодой, недавно поднятый, характеризующийся всеми качествами рельефа восходящего типа (Сваричевская, 1940). В настоящее время накопился большой фактический материал о проявлении новейших тектонических движений. Ока-

залось, что большинство крупных, а иногда и сравнительно мелкие неровности рельефа обусловлены молодыми движениями.

В Центральном Казахстане выделяются следующие новейшие структуры: а) антиклинали основания (хребты); б) синклинали основания (межгорные и предгорные впадины); в) брахиантиклинали основания (куполовидные поднятия); г) брахисинклинали основания (мульдообразные опускания). Наиболее характерными для Центрального Казахстана являются брахискладки основания. Кроме складчатых структур, широкое развитие имеют разломы. В большинстве случаев их направление согласно с простираем новейших складок. Разломы ограничивают не только линейно-вытянутые хребты — складки, но также и куполовидные возвышенности. Обычно они четко выражены в рельефе в виде прямолинейного уступа, интенсивно расчлененного крутосклонными узкими логами (саями). Участие разломов в строении поверхности Центрального Казахстана сказывается в резкой эрозионной расчлененности некоторых его районов.

Куполовидные поднятия типа брахиантиклиналей (брахиантиклинали основания) широко распространены на территории Центрального Казахстана (горы Кокчетау, Ерементау, Имантау, Эдрей, Куу, Дегелен, Кент, Кызылрай и др.). Амплитуда их поднятия невелика. Максимальной высоты достигает гора Кызылрай (1565 м), остальные же имеют высоты 1000—1100 м. Горизонтальная протяженность гор обычно не превышает 20—30 км. О новейшем поднятии их свидетельствуют деформации поверхностей выравнивания: наличие разломов, выраженных в рельефе в виде уступов, наличие участков antecedentных долин.

Иногда куполовидные поднятия не имеют поверхностей выравнивания, по деформациям которых можно констатировать наличие новейших движений, отсутствуют также antecedentные долины и достоверно установленные разломы. В этих случаях новейшие движения приходится обосновывать всей совокупностью геоморфологических данных. Так, например, о молодых поднятиях гор Кокчетау можно судить по их резкой выраженности в рельефе, несмотря на то, что сложены они сравнительно легко разрушающейся породой — гранитами.

У подножия располагаются глубокие пресные озера, причем наиболее глубокая часть их дна тяготеет к нагорному берегу. Дно озер со стороны нагорного берега скалистое, неровное. Если бы озерные впадины возникли давно, они неминуемо были бы заполнены рыхлым материалом, интенсивно спускающимся с крутых, обнаженных склонов.

Мульдообразные опускания типа брахисинклиналей (брахисинклинали основания) встречаются также часто. В большинстве случаев они превращались, а некоторые превращаются и сейчас в речные долины. В пользу этого предположения свидетельствует большая ширина долин, непропорциональная их в общем незначительная глубина, преимущественно делювиальный материал, их выполняющий, наличие в основании некоторых долин (например, р. Атасу) опущенной денудационной равнины, фиксированной мощной корой выветривания. С тектоническими процессами связано возникновение и крупных озер по периферии Центрального Казахстана — Теке, Селеты и т. д.

В свете сказанного представляется, что основные неровности рельефа Центрального Казахстана обусловлены новейшими тектоническими движениями, имевшими с конца палеогена значительную интенсивность, особенности же внешнего облика рельефа определяются формами древней и современной денудации.

СЕВЕРО-КАЗАХСКАЯ РАВНИНА

Восточная часть Северо-Казахской равнины занимает основную, наиболее широкую часть Иртышской синеклизы. Почти непрерывное прогибание синеклизы обусловило сохранение лишь сравнительно молодого аккумулятивного рельефа. Это главным образом, плоская озеро-аллювиальная равнина, перекрытая на правом берегу Иртыша флювиогляциальным шлейфом, отложенным талыми водами, стекавшими с Алтая.

В рельефе правобережья отчетливо прослеживаются отмершие долины, по которым осуществлялся сток в ранне- и главным образом, в среднечетвертичное время. В настоящее время это сухие долины, подчас заплывшие делювием настолько, что почти потеряли морфологическую выраженность. Древние долины на правобережье Иртыша в основном развиты в Кулундинской степи, попадая в пределы Казахстана лишь своими низовьями; врезаны они в поверхность плоского флювиогляциального шлейфа. Простираение их преимущественно северо-восточное, параллельное алтайскому фасу гор.

Согласно представлениям А. И. Москвитина (1952), древние долины (или как их называют ложбины стока) правобережья Иртыша в Кулундинской степи и на левобережье р. Оби имеют тектоническое происхождение, являясь молодыми синклинальными впадинами. Данное положение автор достаточно убедительно аргументирует. Большинство же исследователей придерживаются более старой точки зрения, считая их чисто эрозионными.

В настоящее время древние долины правобережья находятся на уровне надпойменной среднечетвертичной террасы Иртыша.

Древние долины наблюдаются и на левобережье Иртыша в районе современных озер Кызылкак и Табылгасор. Здесь они имеют северо-западное направление и врезаны в озеро-аллювиальную равнину плиоцен-нижнечетвертичного возраста.

Ожнее, между селами Разумовка и Жалтыр, от закраины второй надпойменной террасы почти до границы мелкосопочника распространена плоская аккумулятивная равнина шириной 10—40 км. Вероятнее всего, это третья надпойменная терраса р. Иртыша нижнечетвертичного возраста. Отдельные фрагменты этой террасы отмечаются и на правобережье.

Вторая надпойменная терраса тянется непрерывно вдоль левого берега и местами сохраняется на правом берегу. Средняя ширина террасы 10—15 км, а высота 15—20 м. Местами поверхность ее перевеяна и представляет бугристый эоловый рельеф.

Верхнечетвертичная первая надпойменная терраса хорошо выражена вдоль обоих берегов по всему среднему течению реки. Ширина ее местами достигает нескольких километров, высота увеличивается с юга на север от 6 до 12 м.

Высокая пойма в долине Иртыша сохраняется в виде небольших останцов высотой 3—5 м. Местами пойма докольная, выработанная в неогеновых глинах, которые вскрываются под маломощным аллювием.

Современная долина Иртыша проходит по оси Иртышской синеклизы и отделена от аналогичного глубокого Кулундинского прогиба этой же синеклизы так называемым Иртышским валом, сравнительно ясно выраженным в рельефе. С новейшими тектоническими движениями вала связана аномальная высота (28 м) второй надпойменной террасы р. Иртыша близ с. Жаскайрат.

Рельеф западной части Северо-Казахстанской равнины, которая в геолого-структурном и геоморфологическом отношении является южной частью Западно-Сибирской низменности, формировался в условиях сначала преимущественного опускания, а с конца нижнего олигоцена — слабо дифференцированного преимущественного поднятия.

Выравнивание поверхности произошло в основном в нижнечетвертичное время в результате аккумуляции покровных (водораздельных) суглинков озерно-аллювиального происхождения. Мощность суглинков в настоящее время 2—5 м, но местами достигает 10—15 м. Этому этапу рельефообразования предшествовали три эрозионно-аккумулятивных цикла (Лавров, 1948), в течение которых происходил врез в плоскую поверхность древних долин. Выполнены древние долины верхнеолигоценовыми, миоценовыми и плиоценовыми осадками, причем аккумуляция не всегда полностью компенсировала эрозионный врез.

В конце нижнечетвертичного и в среднечетвертичное время равнина вновь подверглась расчленению. В это время заложилась долина р. Ишима и ряд других, ныне отмерших долин. Одна из таких долин отмечается на междуречье Ишим—Убаган. Она врезана в озерно-аллювиальные суглинки и выполнена песчано-суглинистым материалом, содержащим нижнечетвертичную пресноводную фауну. Долина достигает ширины 40 км и на севере, за пределами Казахстана, раздваивается. Оба рукава древней долины в настоящее время используются реками Суерь и Кизак — правыми притоками р. Тобол.

Долина Ишима в пределах Северо-Казахстанской равнины достигает 10—15 км в ширину. В ней выделяются три надпойменные террасы, лучше сохраняющиеся по левому, более пологому склону долины. Выше по течению, близ с. Пески, на левобережье отмечается сложенная аллювием плоская площадка высотой 35—45 м, которую большинство исследователей считает четвертой надпойменной террасой Ишима. Третья среднечетвертичная терраса имеет высоту порядка 22—30 м. Высота верхнечетвертичных второй и первой террас соответственно составляет 13—18 и 8—12 м. Ниже располагаются отчетливо выраженные преимущественно аккумулятивные высокая и низкая поймы.

В результате эрозионной деятельности мощных талых вод, блуждавших по равнинам Южной Сибири и стекавших с Казахской складчатой страны, формировались долины и на междуречье Иртыш—Ишим. Две древние долины ниже- или среднечетвертичного возраста — Камышловский лог и долина, проходящая вдоль северной окраины Кокчетавской цокольной равнины, выражены в рельефе и в настоящее время. На дне последней расположены котловины озер Тарангул и Чаглы. К Камышловскому логу приурочена сплошная цепь небольших, частью пресных, частью соленых озер, носящая название Горькой линии.

Озера, занимающие дно долины, часто окружены озерными террасами. В отложениях трехметровой террасы оз. Камышлова содержится пресноводная фауна. Долина имеет явный уклон к Иртышу, расширяется в том же направлении. О ее среднечетвертичном возрасте можно говорить лишь условно на том основании, что озера, как самостоятельные, существуют уже давно, и испытали после своего возникновения еще одну фазу обводнения.

Кроме этих озер вдоль северной и северо-восточной окраины Казахской складчатой страны наблюдаются также глубоко врезанные озерные котловины, склоны которых расчленяются сетью ветвящихся логов (котловины озер Селетытениз, Теке, Кызылкак, Улькенкарой и Кишикарой и т. д.). Первичной причиной их образования является, ви-

димо, тектоническое локальное прогибание, доказанное для оз. Селетитениз (Шлыгин, 1955), которое вызвало образование пухлых солончаков, приведших уже к дальнейшему их дефляционному углублению. В настоящее время процесс углубления прекратился, т. е. дница их приблизилась к уровню грунтовых вод и пухлые солончаки перешли в мокрые соры. Уклон древней (верхнечетвертичной) озерной террасы оз. Теке к центру впадины отражает, видимо, продолжающееся ее прогибание. На склонах впадин отмечается большое количество логов и небольших долин, как правило, четко выраженных лишь в верхних частях склонов и часто едва заметных внизу. Они расчленили склоны и превратили их в наклонную, пологоволнистую равнину.

Относительно крупные озера Петропавловского Приишмья в большинстве своем являются реликтами древней гидросети. Наблюдается и ряд озер плотинного происхождения, которые пополняются местными, нередко сезонными водотоками. Многочисленные озера приурочены к мелким (1—2 м) и небольшим по размеру (до 200 м в поперечнике) понижениям, видимо, суффузионного происхождения, которые широко развиты на поверхности равнины.

На левобережье Ишима к участкам наибольшего скопления озер и вытянутых понижений, как, например, к днищу древней нижнечетвертичной долины, нередко приурочены своеобразные увалы («гривы»), сложенные песками, супесями, суглинками и глинами. Чаще всего они вытянуты в северо-восточном направлении. Обычная высота увалов 2—5 м, длина от 0,5 до 8 км при ширине порядка 0,2—1,2 км. В местах наибольшего сосредоточения увалы отстоят друг от друга на 0,2—0,4 км.

На правобережье Ишима увалы встречаются редко.

В отношении генезиса увалов («грив») нет единого мнения. В настоящее время наиболее распространены представления об эрозионно-аккумулятивном и эоловом происхождении их. Первая точка зрения представляется более правдоподобной.

ТЕНИЗ-КУРГАЛЬДЖИНСКАЯ ВПАДИНА

В западной половине Центрального Казахстана расположена обширная Тенизская впадина, образованная герцинскими структурами, которые унаследованно развивались и в последующее время. На ее территории развиты денудационный и аккумулятивный рельеф, при этом последний занимает примерно 75—80% площади всей впадины.

Денудационный рельеф распространен на отдельных водораздельных участках по правобережью рр. Ишима и Нуры, а также на северном склоне Сарысу-Тенизского водораздела. Различаются денудационный мелкосопочник и денудационные равнины.

Денудационный мелкосопочник по гипсометрии, степени расчлененности и морфографии подразделяется на низкий и средний увалистый. Увалы как среднего, так и низкого мелкосопочника отличаются главными очертаниями, сглаженными вершинами и пологими, зачастую выпуклыми склонами крутизной 8—12°.

Время образования денудационного мелкосопочника совпадает с периодом заложения древней гидрографической сети (олигоцен), когда пенепленизированная страна с широким развитием мезозойской коры выветривания подверглась эрозионному расчленению.

Денудационные равнины окаймляют центральную часть впадины полосой (ширина до 8 км). Гипсометрическое положение их находится на уровне 350—450 м. Денудационные равнины со складчатой структурой основы в этом районе являются откопанными из-под покрова

палеоген-неогеновых и нижнечетвертичных осадков, что подтверждается их положением ниже поверхности нижнечетвертичных отложений и наличием в их пределах останцов палеогеновых и неогеновых пород. Это свидетельствует о том, что основной этап формирования (откапывания) равнин происходил в после-нижнечетвертичное время. Денудационные равнины на отдельных участках сохранили маломощный чехол (2—3 м) рыхлых отложений. По степени расчлененности и относительному превышению положительных форм рельефа они подразделяются на волнистые (20 м), слабоволнистые (10—20 м) и плоские (10 м). Причем для всех этих трех разновидностей рельефа характерно присутствие образований коры выветривания в виде останцов, слагающих положительные формы рельефа. В понижениях кора сохраняется под покровом более молодых образований.

Волнистая денудационная равнина развита участками: северо-восточнее Целинограда, восточнее ст. Джалтыр и по правобережью р. Нуры. Положение этих участков соответствует уровню 400—500 м абс. высоты, при этом они занимают здесь водораздельную поверхность. Ориентировка положительных форм рельефа, имеющих чаще всего форму увалов, совпадает с простираем пород субстрата.

Слабоволнистая равнина развита небольшими площадями в северной, восточной и южной частях района; гипсометрически она лежит на уровне 380—400 м абс. высоты. В ее пределах относительные превышения отдельных положительных форм, представленных обычно увалами, составляет 15—20 м. Склоны увалов пологие крутизной 4—6°, вершины сглаженные. Субстратом их являются песчаники, известняки и алевролиты девон-карбона, реже граниты.

Плоские денудационные равнины приурочены к гипсометрическому уровню 320—370 м и развиты по эффузивно-осадочному комплексу пород девон-карбона. Положительные формы представлены куполовидными сопками и увалами, относительной высоты не более 4—7 м с пологими склонами, крутизной всего 3—5°.

К денудационным равнинам относятся также участки, сложенные песчано-глинистыми образованиями олигоцен-неогена. Плащ палеоген-неогеновых осадков широко развит на западе района, где он сплошь покрывает поверхность, определяя ее исключительную выровненность и в междуречье Нуры—Кулан-Утпеса. Близость коренных пород здесь ощущается всюду; они вскрываются долинами и логами, а иногда ими сложены одиночные сопки, поднимающиеся над равниной.

Аккумулятивный рельеф получил основное развитие в центральной части впадины и объединяет три генетических типа.

Озерно-аллювиальные нижнечетвертичные равнины в юго-восточной части впадины занимают преимущественно водоразделы, вытянутые с северо-востока на юго-запад почти на 150 км. Поверхность их лежит на гипсометрических отметках от 350 до 503 м (урочище Музбель).

Процесс расчленения останцов этих равнин продолжается и в настоящее время, но не строго направленными аллювиальными потоками, а системой логов, радиально спускающихся со склонов водораздела к среднечетвертичным аллювиальным равнинам.

В северной и восточной частях Тенизской впадины озерно-аллювиальные равнины занимают более обширные площади и менее расчленены. Лога здесь отличаются в целом мягкими очертаниями с почти плоскими или слабовыпуклыми склонами. Глубина логов редко превышает 4—5 м, а ширина в низовьях до 60—70 м. Сложены равнины

повсеместно суглинками, переходящими к основанию разреза в супеси и пески.

Среднечетвертичные аллювиальные равнины развиты западнее меридионального отрезка долины р. Нуры. Их гипсометрическое положение определяется отметками 300—360 м. Исключение составляет участок, расположенный южнее ур. Музбель, где поверхность равнины имеет отметки 380—400 м. Для этих равнин характерен незначительный уклон с северо-востока на юго-запад, слабоволнистая поверхность, вогнутый поперечный профиль и наличие в пониженных местах множества озер с хорошо выраженными абразионными уступами. Часть озер высохла и их места занимают соры. Генетически эта система озер является реликтами ниже-среднечетвертичной гидрографической сети. Верховья этой сети на севере приурочивались к Степняковскому поднятию, а на юге — к склону Сарысу-Тенизского водораздела. Базисом стока являлись крупные понижения в центральной части Тенизской впадины, а некоторые долины достигали Тургайского прогиба, о чем свидетельствуют их реликты западнее современной системы Тениз-Кургальджинских озер. Вогнутый поперечный профиль этих равнин, волнистая поверхность, а также изобилие водоемов позволяют говорить о том, что в период формирования современной гидросети воды Нуры в высокие паводки частично сбрасывались в эти относительно древние долины и придали им современный облик. На основании возраста осадков, являющихся субстратом аллювиальных равнин, время окончания их формирования падает на среднечетвертичную эпоху.

Делювиально-пролювиальные равнины приурочены к подножиям мелкосопочника и представляют шлейфы конусов выноса и межсочные понижения с вогнутым поперечным профилем. Кроме того, в разных частях района они занимают обширные пониженные участки между денудационными равнинами и мелкосопочником. В целом ровная их поверхность нарушается ложбинами стока, спускающимися с мелкосопочника, и отдельными западинами, иногда заполненными водой, но чаще безводными, засоленными. Формирование равнин началось после того, как среднечетвертичная гидросеть вскрыла участки мелкосопочника и денудационных равнин из-под чехла нижнечетвертичных водораздельных суглинков. Процесс их образования продолжается и ныне.

Западнее ур. Кенбидаик р. Нура в периоды весеннего половодья образует широкие разливы и ее воды заполняют множество распространенных здесь понижений. Формируются участки озерно-аллювиальных равнин. Кроме того, реки Нура и Кулан-Утпес при впадении в оз. Тениз не имеют типичной дельты, а образуют широкие участки озерно-аллювиальных равнин с многочисленными озерными водоемами и ложбинами. Рассматриваемые озерно-аллювиальные участки в рельефе представляют плоские равнины шириной до 15 км, в пределах которых выделяются системы эрозионных ложбин, блюдцеобразных или вытянутых понижений с зарослями влаголюбивой растительности. Многие из них уже к середине лета представляют соры. Формирование озерно-аллювиальных равнин началось в верхнечетвертичное время и продолжается в настоящую эпоху.

Основными наиболее крупными и отчетливо выраженными в рельефе являются долины рек Нуры, Ишима и Кулан-Утпеса. Долина р. Нуры начинается далеко за пределами района и пересекает его вначале в меридиональном направлении, а в 20 км южнее Целинограда делает крутой коленообразный изгиб и прокладывает себе путь субширотно на юго-запад. К северу от этого изгиба р. Нура имеет об-

щую долину с Ишимом. Здесь Нура бифурцирует системой рукавов (Мухор, Саркрома и Козыкош) в сторону Ишима, а основное русло направлено на юго-запад к оз. Тениз. В долине р. Нуры выражено ее четковидное строение. В суженных местах ширина долины составляет 0,8—1,0 км, а в расширенных — до 15—20 км.

Долина р. Ишим Тенизскую впадину пересекает в широтном направлении. Ее ширина 0,2 км в сужении до 36 км у слияния с р. Колутон. Строение долин Ишима и Нуры в пределах района в основном аналогичное. В долинах прослеживаются пойма, высокая пойма и первая надпойменная терраса. В долине р. Ишима против устья Жабая и на участке Жаркаин-Агачской излучины Н. А. Горбунов (1967г) отмечает фрагменты второй надпойменной террасы. Она возвышается над урезом воды до 20 м и имеет ширину площадок в несколько сотен метров. Выше устья р. Жабай вторая надпойменная терраса р. Ишима отсутствует. Время формирования этой террасы фаунистически охарактеризовано как среднечетвертичное.

Первые надпойменные террасы рек Ишима и Нуры возвышаются над урезом воды в реках на 7—10 м и имеют ширину до 3 км. Фрагменты этих террас прослеживаются по обоим берегам реки. Непосредственно на участке сопряжения первая надпойменная терраса р. Нуры постепенно сливается с поверхностью синхронной ей террасы р. Ишима, причем литологический состав их однообразный и однородный, состоящий из мелкозернистых песков с прослойками супесей и суглинков или разнозернистых песков с косой слоистостью. Указанные факторы свидетельствуют о том, что формирование первых надпойменных террас рек Ишима и Нуры происходило одновременно в верхнечетвертичное время.

Высокая пойма рек района сохранилась небольшими участками и имеет высоту над урезом воды 3—5 м, при ширине площадок до 20 км. В месте сопряжения Ишима и Нуры высокие поймы, так же как и первые надпойменные террасы, характеризуются согласным сочленением. Из этого следует, что образование их также одновременное.

Низкие пойменные террасы у этих рек возвышаются на 2—3 м и представляют накопления песчано-гравийного несортированного материала, слагающего косы, отмели и отдельные площадки. Ширина низкой поймы от нескольких сотен метров до 8 км.

На всем протяжении от участка бифуркации р. Нуры до Тенизских озер в долине Нуры первая надпойменная терраса и высокая пойма отсутствуют, здесь даже плохо разработано русло, а низкая пойма представляет заливные луга, местами расчлененные старицами.

Анализ геолого-геоморфологического строения долин рек Ишима и Нуры позволяет прийти к выводу, что в верхнечетвертичное время и в начале современной эпохи широтный отрезок р. Нуры не существовал. Река проходила в меридиональном направлении и сливалась с р. Ишим, являясь ее притоком. Широтный участок образовался в современную эпоху в результате поднятия Степняковского массива или опускания центральной части Тенизской впадины. Это привело к перекосу поверхности и прорыву вод р. Нуры по древней среднечетвертичной долине к оз. Тениз.

Долина р. Кулан-Утпес расположена на юге района и пересекает его в широтном направлении.

Для этой долины характерен трапециевидный поперечный профиль, выпуклые склоны и также четковидное строение с шириной долины в суженных местах до 80 м, а в расширенных до 600 м. В строении ее участвуют три террасы.

Вторая надпойменная терраса почти повсеместно скульптурная и выработана в глинах неогена. Высота ее 4,5—5 м, при ширине площадок 700—800 м. Возраст террасы позднечетвертичный.

Первая надпойменная терраса встречается обрывками по обоим берегам реки. Терраса имеет четко выраженный уступ и площадку. Высота террасы 3—4 м, ширина до 150 м. Возраст ее (позднечетвертично-современный) установлен фаунистически.

В низовьях реки сопряжение этой террасы со второй озерной террасой оз. Тениз согласное, ее осадки фациально без какого-либо перепада в рельефе переходят в отложения второй озерной террасы, что свидетельствует об одновременности их формирования.

Пойма наблюдается главным образом в расширенных местах долины, имеет уступ высотой 1—1,5 м, а ширину площадок до 150 м. Характерной особенностью озерных ванн Тенизской впадины являются: их малая глубина, определяемая для большинства в 1—4 м, очень пологие берега, плавно переходящие в равнинные пространства, и плоские днища. Наиболее крупной озерной ванной является Тениз-Кургальджинская, площадью около 4000 км². По генезису она реликтивно-дефляционная, при этом немаловажная роль принадлежит неотектонике — постоянной тенденции впадины к опусканию.

В озерной котловине Тениз отмечается четыре террасы, развитые главным образом вдоль северного и восточного побережий. Пляжная терраса шириной до 2 км, напоминает поверхность сора.

Первая озерная терраса отделяется от пляжа отчетливо выраженным уступом высотой 1,5—2 м. Вдоль этого уступа, как правило, развиты песчаные береговые валы шириной 4—6 м, полуметровой высоты. Ширина площадки террасы до 1—5 км. Возраст ее современный.

Вторая озерная терраса развита фрагментарно. Высота ее над урезом воды 6 м, при ширине площадок до 3 км. Уступ террасы выражен слабо и фиксируется на севере песчаным береговым валом. Возраст террасы позднечетвертично-современный установлен на том основании, что осадки первой надпойменной террасы р. Кулак-Утпес, фаунистически охарактеризованные, фациально переходят в отложения второй озерной террасы.

Третья озерная терраса сохранилась отдельными фрагментами только на севере и востоке. Высота ее над уровнем воды в озере 10 м, ширина площадок достигает 5 км. Возраст позднечетвертичный.

Таким образом, самыми древними аллювиальными осадками современной гидрографической сети и озерными отложениями в районе оз. Тениз являются верхнечетвертичные.

Это позволяет сделать вывод о том, что оз. Тениз, как бессточный водоем, возникло одновременно с образованием гидрографической сети этого бассейна в верхнечетвертичное время, а не в среднечетвертичную эпоху, группа озер, занимающая восточную часть Тенизского бассейна, возникла в современную эпоху и связана по времени с прорывом вод Нуры на юго-запад к оз. Тениз. Воды Нуры затопили систему бывших понижений и сформировали множество озер с пресной водой. Наполнение водоемов и оз. Тениз водами Нуры продолжается и сейчас, о чем свидетельствует ингрессивная береговая линия и отмечаемое О. А. Мазаровичем (1958) затопление построек, дорог, эоловых гряд и ирригационных систем.

ИШИМ-СЕЛЕТИНСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Район представляет собой очень пологосклонное древнее поднятие, иногда именуемое в литературе «Кокчетавским», ограниченное кругом областями погружений. Рельеф отражает общий геоструктур-

ный план района. Наиболее повышенный мелкосопочный и низкогорный район (с высотами 400—500 м, наибольшая высота горы Синюха 887 м) приурочен к гранитному ядру, длительно сохранившему тенденцию к поднятию и, следовательно, — к денудации. Окраинные части характеризуются, в общем, равнинным рельефом с высотами от 130 до 200 м. Речная сеть имеет радиальное расположение, подчеркивая самостоятельность Кокчетавского ядра.

Новейшие тектонические движения выразились как в общем, плавном воздымании всей центральной части района, обусловившем значительный врез речной сети, так и в куполообразном поднятии отдельных возвышенностей. Последние часто оборваны сбросами, перед которыми располагаются впадины, занятые озерами.

Тектоническое происхождение, очевидно, имеют и уступы, вытянутые на значительное расстояние в широтном направлении, ограничивающие с юга цокольные равнины, перекрытые кайнозойскими осадками. По степени тектонической приподнятости, а соответственно и денудационного расчленения, выделяются следующие типы и формы рельефа.

1. Низкогорье. Наиболее характерным является низкогорье Кокчетая, резко поднимающееся над окружающими равнинами, имеющие относительное превышение до 500 м.

Склоны гор крутые, преимущественно обнаженные, у подножий нередко наблюдаются большие глыбовые развалы. По окраине гор встречаются своеобразные, часто скалистые, башневидные сопки. У подножия гор располагаются глубокие пресные озера с наибольшими глубинами, приуроченными к нагорному берегу, со скалистым дном. Отсутствие мощных донных осадков в озерах (оз. Щучье и др.) говорит о их молодости.

Резкий перелом профиля от подножия к склонам гор свидетельствует о широком развитии разломов, ограничивающих поднятие. Вследствие малой ширины поднятия поверхности выравнивания не сохранились, а водоразделы узкие и часто скалистые (гора Синюха).

К денудационно-тектоническому рельефу относятся также низкогорья: Зерендинское, Имантау, Аиртау и др. Они характеризуются свежестью форм эрозионного размыва, скалистостью, наличием пресных озер у подножий. Иногда на водоразделах наблюдаются остатки поверхностей выравнивания в виде сглаженных и уплощенных вершин.

2. Мелкосопочный водораздельный, широко распространен. Сопки пологосклонные, покрытые делювиальным покровом, постепенно переходят к равнине. Иногда вершины их увенчаны корой выветривания, свидетельствующей о предшествовавшей стадии пенепленизации.

3. Цокольная равнина (пенеплен) представлена волнистыми пространствами с высотами 350—500 м. На ней часто встречаются острова сохранившейся коры выветривания (каолинового типа), местами достигающей более 70 м мощности. На остальной территории пенеплен покрыт маломощным элювиально-делювиальным плащом. Равнинность поверхности нарушается грядами невысоких сопок и впадинами, занятыми солеными озерами.

4. Цокольная равнина, откопанная из-под кайнозойского плаща осадков встречается западнее оз. Селеты. На водораздельных ее участках развиты сливные кварцевые песчаники эоценового возраста, в настоящее время встречающиеся в виде изолированных пятен, иногда в виде россыпей щебня. Осадки имеют континентальное происхождение, возникли, видимо, в результате озерно-речного перемива делювиально-пролювиального материала и коры выветривания.

5. Цокольная равнина, перекрытая маломощным плащом кайнозойских осадков, окаймляет цокольную равнину (пенеплен) Кокчетавской глыбы с севера и запада. Граница не всегда четкая, но иногда выражена выпуклым склоном (по Шанцеру, 1967), имеющим тектоническое происхождение, переходящим в делювиальный шлейф.

Равнина перекрыта маломощным покровом континентальных осадков позднеолигоцен-миоцен-плиоценового возраста, в основании которых лежит кора выветривания. Они имеют в основном озерное, частью делювиальное происхождение, а в наиболее глубоких промоинах — сохранились осадки потоков верхнеолигоценового времени. Осадочный покров еще более выровнял поверхность цокольной равнины, и палеозойские породы обнажаются лишь на вершинах сопок или на склонах более молодых долин, прорезающих равнину.

6. Мелкосопочник склонов представляет зону придолинного расчленения логами вдоль долин четвертичного возраста (р. Ишим и его притоков и рек, впадающих во впадину оз. Селеты). Очень хорошо выражена полоса мелкосопочника склонов вокруг сорово-дефляционных впадин, широко распространенных, особенно в восточной части района. Глубокий врез впадин обусловил интенсивное расчленение их склонов ложковой сетью и возникновению грядового и мелкосопочного рельефа. Гряды и сопки четко выражены, обнаруживают тесную связь с литологическим составом пород. Аналогичная зона расчленения склонов в пределах развития палеоген-неогеновых отложений, характеризуется пологоволнистым сглаженным рельефом. Сопки имеют различный внешний облик в зависимости от состава пород и глубины ложкового вреза.

7. Долины. На территории Ишим-Селетинского междуречья долины имеют различный возраст. Наиболее древними являются две долины, впадающие с запада в Селетинскую впадину, выполненные морскими глауконитовыми песками верхнего мела. Они отчетливо выражены в рельефе. Море, видимо, ингрессировало в долины, которые были выработаны еще в эпоху континентального мела, судя по отложениям нижнего мела, встреченным в Селетинской впадине, вблизи устья долин.

Долины среднеолигоценового и миоценового возраста развиты значительно шире. Т. М. Дембо (1941) указывает на древнюю долину, входившую в систему Ишима, имевшую первичный уклон на северо-запад. В настоящее время долина расчленена на три участка перемычками, расположенными одна западнее, другая восточнее оз. Куртуколь. Западный участок и сейчас имеет уклон к Ишиму, средняя часть бессточная, а восточная приобрела обратный уклон и впадает в оз. Коксенгир-Сор. Западная перемычка не вскрыта, поэтому ее сложение неизвестно, восточная же перемычка сложена красными гипсоносными глинами, возраст которых П. Г. Корейшо (1956) считает верхнеолигоценным или миоценовым.

Е. Д. Шлыгин (1932) отмечает древние долины: вблизи Яровка, по р. Ждеке-Булак, к западу от пос. Арыкбалыкского (долина, вероятно, связана с долиной у Яровка). Частично древняя долина используется в своих низовьях.

Видимо древней является долина Джанасу, соединяющая озера боровской группы с оз. Ала-Бота (Корейшо, 1956).

Целый ряд исследователей указывает на древний возраст долины Чаглинки с притоком Кильчакты. Долины эти широкие, хорошо выраженные в рельефе, во многих местах обнажаются выполняющие их красноцветные глины. По долине р. Кильчакты, у пос. Александровского, в цоколе второй надпойменной террасы встречены щелнисто-

галечные отложения, лежащие в основании красноцветных глин на размытой поверхности коры выветривания (Никифорова, 1948).

Е. В. Шанцер (1967) указывает на верхнеолигоценовые отложения во впадине, использованной верховьями рр. Арчалы, Бабык-Бурлук, Жабай, и миоценовые отложения в среднем течении р. Кашкарбай. Древняя долина отмечается им и южнее Зерендинских гор. В настоящее время к ней приурочены озера Айдабуль, Карагайчик и Шемулды.

Аналогичный фрагмент древней долины отмечен и Т. М. Микулиной (1967). Он начинается от Имантауского озера, проходит через оз. Баян и теряется в верховьях р. Иман-Бурлук. О древнем возрасте свидетельствуют осадки миоценового возраста, выполняющие долину.

Древний возраст имеет и долина Колутона. В ней встречаются отдельные пятна бокситоподобных глин. В верховьях долины располагается обширная депрессия, по дну которой проходит цепочка озер (Канжигалы и др.).

Значительно большее развитие получили эрозионные процессы в четвертичное время. С ними связаны многочисленные эрозионные долины, хорошо выраженные в рельефе с комплексом аккумулятивных и скульптурных пойменных и надпойменных террас.

Долина р. Ишим в районе представлена меридиональным участком длиной 350 км (между селениями Смычка и Байгень) и широтным — от верховий до Жаркаин-Акачской излучины.

На меридиональном участке отдельные отрезки долины заметно отличаются по морфологии.

Меридиональный участок долины Ишима имеет эрозионное происхождение. Об этом свидетельствует характер продольных профилей русла, пойменных и надпойменных террас, имеющих вид плавной кривой, постепенно снижающейся по абсолютным отметкам к низовьям.

Самой древней террасой меридионального участка долины является четвертая, высота которой изменяется в пределах 35—45 м над меженим уровнем вод. По строению она смешанная. Возраст аллювия определяется по его положению в сводном разрезе и по геоморфологическим соотношениям и как поздне-нижнечетвертичный или ранне-среднечетвертичный.

Третья надпойменная условно среднечетвертичная терраса развита несравненно шире четвертой. Фрагменты ее отмечаются на большей части меридионального участка долины. По строению она также смешанная. Средняя высота около 25 м.

Вторая (высота 17—20 м) и в еще большей степени первая (9—16 м) надпойменные террасы развиты почти повсеместно. В аллювии обеих преимущественно аккумулятивных террас встречены довольно многочисленные костные остатки млекопитающих верхнепалеолитического (мамонтового) комплекса.

Различный тип и строение долины Ишима на широтном и меридиональном участках, а также анализ данных, касающихся строения рыхлого покрова, дает основание считать эти участки разновозрастными. Меридиональный отрезок долины заложен во второй половине раннечетвертичного времени, а широтный — в среднечетвертичное. А наличие аллювиальных отложений на современном водоразделе, отмеченных к юго-западу от Жаркаин-Акачской излучины (Горбунов, 1967), позволяет предполагать, что в среднечетвертичную эпоху р. Ишим (широтный участок) имела сток в систему Тургая. Позднее она была перехвачена притоком р. Иртыша (современный меридиональный участок долины Ишима); с верхнечетвертичного времени долина Ишима становится единой. З. А. Сваричевская (1961) считает долину р. Ишима одновозрастной на обоих участках.

К другим сравнительно крупным долинам района относятся долины правых притоков меридионального (Иман-Бурлук, Аккан-Бурлук, Бабык-Бурлук) и широтного (Кайракты, Жиландинка, Жабай, Аршалы) участков р. Ишима, а также долина р. Чаглинки.

Первые, имеющие субширотное направление, характеризуются резко выраженным русловым врезом и четковидным строением в плане. Ширина долин небольшая, в среднем около 1 км. Отмечается отчетливая асимметрия поперечных профилей долин. Правые склоны обычно высокие и крутые, а левые низкие и пологие. Долины имеют три, большей частью слабовыраженные, аккумулятивные террасы, которые по времени образования синхронны аналогичным террасам долины р. Ишима. Повсеместно наблюдаются высокие и низкие поймы.

Долины притоков широтного участка р. Ишим, направленные с севера на юг, обычно имеют неясные, расплывчатые контуры, хотя русла их также глубоко врезаны в поверхность. Асимметрия склонов этих долин почти не выражена. Лишь в долине р. Аршалы левый склон заметно круче правого. В долинах рек Жиландинка и Жабай отмечаются фрагменты трех, а в долинах рек Кайракты и Аршалы двух аккумулятивных надпойменных террас. В большинстве случаев узкая пойменная терраса развита почти повсеместно.

Долина р. Чаглинки слабо врезана в поверхность субстрата. Ширина ее в пределах района изменяется от 1 до 12 км. В долине наблюдаются довольно хорошо выраженные вторая и первая надпойменные террасы, а также узкая (15—100 м) пойма.

8. Озерные ванны. Генетически подразделяются на тектонические, плотинные, реликтовые (реликты древней гидрографической сети), сорово-дефляционные и суффузионные.

К первому типу относятся озера: Имантау, Якши-Янгизтау, Саумал-коль, Чалкар и группа боровских озер.

По свидетельству местных жителей, по берегам оз. Саумал-Коль затоплены участки прилегающих лесов, что свидетельствует о продолжающемся опускании озерной ванны в современную эпоху.

Группа боровских озер расположена на разных гипсометрических уровнях вдоль внешней и внутренней частей дуги Кокчетавских гор. Они занимают наиболее глубокие впадины. Дно озер скалистое и только местами прикрыто слоем илов и глин. Наибольшая глубина озер (Щучьего 28 м, Большого Чебачья 37 м) отмечается у нагорных берегов. Пляжная полоса озер узкая и встречается только с противоположной от гор стороны. Нагорный берег обычно загроможден мелкогалечным и валунным материалом. Внутри озер располагаются небольшие скалистые островки, иногда с причудливыми формами выветривания гранитов.

К плотинным озерам относятся озера Чебачье и Байсары. Они располагаются на дне ложбины и разделены между собой небольшой плотиной, образовавшейся за счет рыхлого материала, поступающего сюда с прилегающих высот. Небольшой ручей, прорезающий эту плотину, сбрасывает весенние воды из оз. Байсары в оз. Чебачье.

Озера Нарчинское, Карлы-коль, Ащи-коль и Кумды-коль имеют аналогичное происхождение. Они приурочены к одной линейно-вытянутой ложбине и разграничены между собой делювиально-пролювиальными перемычками.

К плотинным озерам относятся озера Болатшалкар, Кошубайшалкар и более мелкие, расположенные на пойменных террасах рек Жанасу, Кылжакты и др.

Южнее оз. Котыр-коль простирается плоская озерно-аллювиальная равнина, на которой располагается целая серия озер: Жарлы-коль,

Шортанды, Есенбек и др. По генезису они тоже плотинные. Вода в них пресная или слабоминерализованная, берега у большинства заросшие. Береговые валы, за исключением озер Жукей и Котыр-коль, отсутствуют. Терраса только одна. Ширина ее иногда доходит до 2,5—3 км.

К реликтовым озерам древней гидрографической сети относятся озера Узун-коль, Аксуат, Сулы, Султан, Альпаш и др. Все они имеют удлиненную форму, вытянуты с юга на север, отстоят друг от друга на расстоянии 250—1000 м и разобщены между собой перемычками де-лювиально-пролювиального происхождения.

В северной части района в лёссовидных суглинках широко развиты суффозионные озерные ванны, достигающие 300 м в поперечнике. Глубина их обычно не превышает 1—2 м, форма большей частью округлая или немного вытянутая по направлению уклона поверхности. Дно заросшее травяной или кустарниковой растительностью. Берега обрывистые. Террасы у озер такого типа отсутствуют.

Сорово-дефляционный тип озер представляет собой водоемы средних размеров, часто с соленой или горько-соленой водой. К ним относятся: Ахметжан-Сор, Сексембай-Сор, Малдыбай, Жангельды-Сор, Акша-Сор, Как-Сор и др. Они характеризуются овальной или слабо вытянутой формой, малой глубиной, плоским дном, низкими берегами. К середине лета вода в них полностью испаряется и дно покрывается тонкой коркой соли.

Перечисленная группа озер имеет в большинстве случаев одну и редко две озерные террасы. Береговые валы, сложенные разнородными песками, имеют прерывистое строение и небольшую (5—10 м) ширину. Высота береговых валов колеблется от 0,5 до 1 м.

В северной части района располагаются крупные озера: Улькен-Карой, Киши-Карой, Алабота, Калибек, Шаглы-Тениз. От перечисленной выше группы озер они отличаются лишь своими размерами и большей глубиной ванны. Дно их плоское, зеркало воды к середине лета сильно сокращается, а иногда полностью пересыхает (оз. Алабота).

Происхождение таких крупных ванн неясно. К. В. Никифорова (1953) относит их к тектоническим, З. А. Сваричевская (1961) считает их сорово-дефляционными.

НУРА-ИРТЫШСКОЕ МЕЖДУРЕЧЬЕ

Этот район является водоразделом рек северо-восточного (р. Ащису, Шидерты, Оленты, Селеты) и западного (рр. Ишим, Нура) направлений. Рельеф района преимущественно мелкосопочный с останцами низких гор и значительными по площади участками денудационных равнин. Гипсометрическое положение равнин определяется отметками 350—450 м, а мелкосопочника до 800 м. Островные горы возвышаются на фоне равнин и мелкосопочника отчетливо выраженным, значительно расчлененным гористым рельефом с абсолютными отметками высот: Баянаульские горы (1052 м), Куянды (922 м), Джильтау (909 м), Ерементау (892 м), Нияз (830 м).

Выделяются три основные морфогенетические разновидности рельефа.

1. Тектонически-денудационное низкое горье объединяет горные массивы Баянаул, Джильтау, Ерементау, Куянды и Нияз. Относительные превышения в указанных горах колеблются от 200 до 400 м. В зависимости от степени расчлененности и морфологии здесь можно выделить две группы гор.

Первая группа (Баянаульские и Ерементауские горы) отличается более высоким гипсометрическим положением, интенсивной расчлененностью, сочетанием заостренных вершин и гребней с глубокими

ущельями, крутыми, скалистыми, асимметричными склонами и с углами наклона до 45°. Склоны Баянаульских гор, обращенные на юг, круто обрываются и у их подножия располагается оз. Сабанты-коль. Северные склоны более пологие, спускаются уступами, образуя как бы прилавки, постепенно переходящие в мелкосопочник.

Вторая группа гор занимает менее высокое гипсометрическое положение, характеризуется мягкими очертаниями форм, составляющих горные участки, слабой расчлененностью, пологими склонами и уплощенными водоразделами. Исключение составляют участки вдоль разломов, отличающиеся резкой расчлененностью.

Преобладающими формами возвышенностей являются гряды и увалы, реже куполовидные сопки. Относительная их высота не выходит за пределы 150—250 м. Низкогорный рельеф образовался в результате длительной денудации приподнятых частей древней скульптурной равнины. Расчленяющие ложбины имеют здесь, как правило, слабовогнутые склоны, на которых из-под делювиально-пролювиального чехла местами обнажаются коренные породы. Субстратом служит комплекс пород палеозоя, местами прорванных гранитными интрузиями.

Типичным примером рассматриваемого рельефа служат горы Джильтау, вытянутые в широтном направлении и состоящие из сочетания гряд и увалов, а также горы Нияз, представляющие главным образом группу увалов, простирающихся с северо-востока на юго-запад. Образование тектонически-денудационного низкогорья началось в конце палеогена, после отступления чеганского моря, в период формирования древней гидрографической сети, активная эрозионная деятельность которой внесла существенные изменения в устройстве поверхности. Однако основное формирование низкогорного рельефа происходит в конце неогена и в начале нижнечетвертичного времени, когда в результате воздыманий и последующего расчленения этих гор накапливаются предгорные конусы выноса, возраст которых определяется как посленеогеновый.

2. Мелкосопочник является преобладающим среди денудационного рельефа и занимает большие площади на междуречье Ащису—Селеты, в Карагандинском районе и вокруг Баянаульского горного массива. По гипсометрическому положению мелкосопочник делится на высокий, средний и низкий. Высокий мелкосопочник тяготеет к участкам низких гор; средний и низкий занимают большие площади на междуречных территориях. По морфологии среди мелкосопочника выделяются гривистый, грядовый, увалистый, рельеф конических сопок, куполовидный и рельеф «койтас». Все эти типы рельефа обнаруживают тесную связь с литологией и структурами субстрата. Так, гривистый рельеф, развитый юго-западнее Караганды, характерен для известняков турне, а гривистый и грядовый — по эффузивно-осадочной толще девона. При этом вытянутость грив и гряд обычно соответствует простиранию пород. Увалистый рельеф чаще развит по слабоустойчивым однородным породам (песчаники, аргиллиты). Рельеф конических и куполовидных сопок приурочен к участкам, где субстратом являются кварциты или другие устойчивые против выветривания породы. Рельеф «койтас» связан с древними гранитными массивами. Начало формирования мелкосопочного рельефа падает на мел-палеогеновое время, когда зарождалась древняя гидрографическая сеть. В верхнем олигоцене и неогене мелкосопочный рельеф был значительно сnivelирован, долины заполнились грубообломочным и глинистым материалом. Неотектонические движения в конце неогена — начале четвертичного времени привели к возобновлению эрозионной

деятельности, что сыграло роль в создании современного облика мелкосопочника.

3. Денудационные равнины занимают значительные площади, особенно на севере и в районе Михайловской и Сокурской мульд, где оконтуривают мелкосопочный рельеф. Поверхность равнины почти повсеместно слабоволнистая и расчленена неглубокими эрозионными долинами с пологими склонами и широкими днищами. На отдельных участках денудационных равнин наблюдаются останцы коры выветривания и там поверхность равнины, как правило, плоская. В Карагандинском и Майкубенском районах денудационные равнины отличаются очень слабым расчленением, в целом вогнутым профилем. Последнее обстоятельство, а также увеличенная мощность кайнозойских отложений говорит за то, что эти впадины продолжали свое унаследованное развитие и в палеоген-четвертичное время.

Из аккумулятивных форм рельефа в районе распространены шлейфы конусов выноса, приуроченные к подножию склонов низкогогорного рельефа и занимающие межгорные или межсочные участки, а также речные долины. Среди последних наиболее крупными являются долины рр. Шидерты, Оленты, Селеты и Нуры. В этих долинах в пределах района прослеживаются две надпойменные террасы верхнечетвертичного возраста и пойма. Высота первых надпойменных террас варьирует от 2 до 4 м, а вторых от 3 до 6 м; ширина площадок первых террас достигает 4 км (р. Нура), а фрагменты вторых сохранились площадками шириной до 1 км. Современные долины в большинстве случаев были заложены в позднечетвертичное время, о чем свидетельствует верхнечетвертичный возраст осадков вторых надпойменных террас. Небольшие площади в районе занимают аккумулятивные формы, приуроченные к озерным ваннам, в которых развиты современный пляж и одна или две надпляжные террасы не древнее верхнечетвертичного возраста.

УЛУТАУСКИЙ НИЗКОГОРНО-МЕЛКОСОПОЧНЫЙ РАЙОН

Район занимает юго-западную часть Центрального Казахстана. Гипсометрия поверхности определяется положением главных водоразделов: широтного, разделяющего бассейны Ишима и Сарысу, и меридионального между бассейнами Тургай с запада и Ишим—Сарысу с востока.

Высшие абсолютные отметки приурочены к меридиональному водоразделу, образованному цепью низких гор Кыштау (800 м), Идыге (1064 м), Улутау (1134 м) и Арганаты (770 м). Широтный водораздел более пологий и сниженный. Минимальные отметки приурочены к бассейну р. Кара-Тургай в северо-западной части района.

Основные типы и формы рельефа следующие.

1. Низкогорье. Массивы Улутау и Идыге на площади около 140 км² имеют облик скалистых гор. Острые изрезанные гребни возвышенностей, расчлененные глубокими крутосклонными ущельями, резко выделяются на фоне преимущественно мелкосопочного рельефа. Относительное превышение Улутау над прилегающей с запада равниной составляет 600—650 м.

Как Улутау, так и Идыге были образованы в раннечетвертичное время в результате горстового поднятия части крупного интрузива. Горстовый характер подчеркнут тектоническими уступами, особенно четкими на западе и северо-западе гор. О молодости гор свидетельствует высокая энергия рельефа. Массивы Арганаты и Кыштау, сложенные соответственно метаморфическими породами допалеозоя и

красноцветными породами девона, относятся к грядово-гривистому низкогорью. Здесь вершины в большинстве своем сглажены и имеют относительно плавные очертания.

Происхождение Арганаты и Кыштау связано с тектоническим поднятием, синхронным Улутаускому. Вдоль западных склонов этих массивов наблюдается прямолинейный уступ, который служит продолжением Улутауского на север (Арганаты) и на юг (Кыштау). Суммарная длина этого регионального уступа составляет более 150 км.

2. Мелкосопочник водоразделов сформировался в результате длительной денудации исходной своеобразной поверхности. Преобладающими формами являются увалы и куполовидные холмы. Менее распространены гряды, гривы и конические сопки. Морфология возвышенностей тесно связана с литологией слагающих пород.

Водораздельный мелкосопочник имеет два высотных яруса. Нижний (второй) ярус составляют возвышенности, относительная высота которых над денудационной (скульптурной) равниной в основном составляет 30—60 м. Отдельные крупные гряды и гривы, имеющие относительное превышение порядка 100—130 м, составляют верхний (первый) ярус.

Склоновый мелкосопочник, связанный с глубоко врезанными долинами, в отличие от водораздельного чаще всего представлен крутосклонными конусовидными формами. Расчленяющие лога, как правило, узкие, с крутым падением, почти лишенные аккумулятивных накоплений.

Мелкосопочный рельеф, развитый вдоль границ четвертичных поднятий, относится к тектоно-денудационной группе. На таких участках отмечаются глубокие, лишенные террас эрозионные врезы, наложенные на древний мелкосопочный или равнинный рельеф, причем планы древней и молодой гидросетей часто не совпадают. Наиболее ярко подобный рельеф выражен в зоне Улутауского уступа (ширина зоны 12—25 км). Относительные превышения омоложенного мелкосопочника здесь составляют 100—150 м, возрастая к горам до 200 м.

3. Денудационная равнина. Собственно древний пенеппен с остатками мезозойской коры выветривания сохранился фрагментарно на западном склоне Улутауского поднятия и на отдельных участках Сарысу-Тенизского водораздела. На большей части водораздельных пространств древняя равнина расчленена и ныне эти области представлены мелкосопочником второго яруса. На южном склоне широтного водораздела реликты древнего пенеппена встречаются чаще.

4. Цокольная (скульптурная) равнина в осевых частях водоразделов развита незначительно и занимает отдельные межсочные понижения, составляя третью, наиболее низкую ступень скульптурного рельефа. Местами она откопана из-под покрова рыхлых отложений палеогена и неогена.

На склонах водоразделов равнина занимает более обширные площади, особенно в среднем течении р. Кара-Кингир, на западном склоне Карсакпайского поднятия в средней части бассейна р. Сарысу.

Равнина сложена различными породами палеозоя. Поверхность ее преимущественно волнистая, близ русел современных рек сильно расчлененная. Образование цоколя равнины связано с донеогеновыми эрозионными процессами. В настоящее время на цоколе почти повсеместно лежит маломощный слой суглинисто-щебенистого элювия.

5. Пластовая (структурная) равнина заходит в описываемый район на западе, в верховьях рек Кара-Тургай и Жиланшик, а также на юго-востоке, где она приурочена к Сарысской мульде.

В первом случае равнина сложена неогеновыми глинами. Поверхность плоская, местами расчлененная резкими эрозионными врезами на отдельные столовые останцы. Склоны останцов нередко ступенчатые за счет неравномерного размыва горизонтально лежащих слоев различного состава.

Во втором случае субстрат равнины представлен морским палеогеном, разрез которого венчает песчано-галечный слой верхнеолигоценового возраста. Здесь равнина также плоская, реже пологоволнистая за счет позднейшего ложкового расчленения. Останцы имеют столовый вид, свойственный Тургайской стране. Редкие песчаные массивы произошли за счет развевания палеогеновых песков.

6. Аккумулятивные равнины. К западу от меридионального водораздела, за пределами мелкосопочной части района распространена аллювиально-пролювиальная равнина раннечетвертичного возраста. Отдельные разрозненные участки этой равнины занимают площади до 1000 км². Плоская поверхность этой равнины расположена гипсометрически ниже поверхности пластовой равнины и аллювиально-пролювиальные осадки вложены в глины миоцена. Расчленение равнины началось во второй половине раннечетвертичного времени.

Аналогичная равнина отмечается к востоку от Джезказгана (междуречье Акмая—Шурасай). Отдельные фрагменты равнины сохраняются в мелкосопочной части района (в днищах древних долин).

В некоторых межсопочных понижениях (среднее течение р. Сарыкенгир, верховье р. Кыпшак) накапливаются довольно мощные (более 10 м) делювиально-пролювиальные отложения, слагая преимущественно плоскую аккумулятивную равнину.

Делювиально-пролювиальные отложения местами образуют также шлейфы и крупные конусы выноса у подошв склонов возвышенностей. Особенно хорошо шлейфы выражены вдоль тектонических уступов.

7. Долины. Согласно данным В. П. Олексенко (1960, 1962), В. Ю. Малиновского (1967) и других, долины древней гидросети хорошо просматриваются в современном рельефе района. Они установлены как на северном склоне широтного водораздела (Пра-Терсаккан, Пра-Кыпшак), так и на южном (Пра-Каракенгир, Пра-Сарыкенгир и др.). Древняя гидросеть западного склона устанавливается с трудом. Предположительно она объединялась с северной в единую Тургайскую систему. Долины южного склона относились к бассейну Пра-Сарысу.

Разрез отложений, выполняющих древние долины, представлен несколькими возрастными комплексами: конгломератами и песчаными глинами верхнего мела — нижнего палеогена, песчано-галечниками и глинами верхнего олигоцена, глинами миоцена. В ряде случаев на глинах миоцена лежат с размывом плиоцен-нижнечетвертичные песчано-галечники и суглинки. Аллювий четвертичного возраста локализуется в долинах современных рек.

По буровым данным, суммарная мощность отложений в древних долинах составляет в среднем 40—60 м.

Современные долины, выработанные в четвертичное время, относятся к бассейнам Ишима (р. Терсаккан), оз. Тениз (рр. Кыпшак, Керей, Жаксыкон), Сарысу (рр. Каракенгир, Сарыкенгир и др.) и Тургая (рр. Жиланчик, Тамды, Кара-Тургай).

Долины первых трех (восточных) бассейнов имеют общие черты геоморфологического строения. В большей своей части они приспособлены к древней гидросети. На участках несовпадения с планом древней сети современные долины приобретают узкую, каньонообразную форму. Продольные профили долин имеют ступенчатое, а попереч-

ные — асимметричное строение. В них почти повсеместно прослеживаются две поймы и аккумулятивная первая надпойменная терраса высотой 3—4 м. У рек Терсаккан, Керей, Каракенгир местами отмечается вторая надпойменная также аккумулятивная терраса высотой 6—6,5 м.

Реки Тургайского бассейна, в отличие от рек Сарысу-Тенизского водораздела, не зависят от плана древней гидросети. На западном склоне меридионального водораздела их долины узкие, особенно на сквозных участках, углубленные в коренные породы. Наблюдаются врезанные меандры и асимметрия склонов. Продольные профили ломаные. Долины имеют здесь пойму и надпойменную аккумулятивную террасу высотой 2—2,5 м. Ниже по течению, в области горизонтальных пластовых равнин, долины значительно расширяются. Высота первой террасы увеличивается до 3,5 м, появляется вторая надпойменная, смешанная терраса.

КАРКАРАЛИНСКИЙ НИЗКОГОРНО-МЕЛКОСОПОЧНЫЙ РАЙОН

Каркаралинский район объединяет систему наиболее высоких и густо расположенных островных возвышенностей в пределах Казахской складчатой страны. Эти возвышенности являются водораздельными для рек бассейна Иртыша и оз. Балхаш. На первый взгляд кажется, что местность имеет беспорядочное орографическое расчленение, которое при детальном рассмотрении оказывается подчинено определенному структурному плану. Горные куполовидные возвышенности разделены широкими древними долинами, частью представляющими тектонические прогибы — межгорные впадины.

Наибольшими высотами отличаются горы: Кызылрай (1565 м), Каркаралинские (1377 м), Кент (1361 м) и др. Относительные превышения достигают 500—600 м. Новейшие тектонические движения проявились широко, причем сложное тектоническое строение герцинской платформы определило сложность и новейших структур, которые в большинстве своем являются унаследованными.

В этом районе происходит смена Чингиз-Хантауского северо-западного направления морфоструктур на тектурмасское восток-северо-восточное, причем первое направление является наиболее устойчивым и встречается среди участков развития второго. Особенно четко выражается ориентированность рельефа в направлении широко распространенных разломов.

Наличие новейших движений устанавливается по ряду факторов: деформация поверхностей выравнивания, гипсометрически высокое положение герцинских гранитов (т. е. легко разрушающейся породы), слагающих горы, широкое развитие трещин, по многим из которых произошли перемещения, наличие зеркал скольжения, приуроченность родников к прямолинейным подножиям гор и т. д.

Для района характерны следующие типы и формы рельефа.

1. Низкогорье. Гребневидные водоразделы гор обычно резко расчленены. Очень часто, особенно в случае сложения возвышенностей гранитами, горы обнаженные, скалистые. Большое количество разломов и просто трещин даже без перемещения по ним определили дробность эрозионного расчленения. Как правило, лога строго вытянуты в направлении трещин. Некоторые возвышенности пересекаются сквозными долинами, видимо, antecedentными. Возвышенности часто разделены сравнительно высоко расположенными межгорными впадинами, иногда почти полностью лишенными рыхлых отложений.

Некоторые возвышенности на водоразделах имеют поверхности выравнивания (Каркаралинские горы и др.).

2. Мелкосопочник распространен по периферии низкогорий, а также изолированно от них. Поверхности выравнивания здесь сохранились лучше, что придает рельефу преимущественно сглаженный вид. Выделяются низкие, средние и высокие морфометрические разновысотности сопок. Морфологически среди них преобладают грядовые и куполовидные формы.

3. Денудационная цокольная равнина (пенеплен) встречается небольшими участками по периферии гор или вдоль долин, между отдельными горными грядами. Она постепенно погружается по красноцветные неогеновые глины, выполняющие древние долины.

4. Долины. К древним долинам этого района относятся верховья р. Нуры и ее крупного притока р. Чурубай-Нуры, рек Жарлы, Талды, Тундык, Даган-делы, Кусак, Казангап, Каршигалы и верховья р. Токрау. Ширина видимого днища долин колеблется от 1—3 до 20—30 км. В погребенной части они выполнены континентальными осадками верхнего олигоцена и неогена мощностью до 120 м (долина р. Казангап). По возрасту долины соответствуют средне-верхнеолигоценному этапу рельефообразования.

Четвертичные долины образованы теми же реками за исключением логов, расчленяющих склоны молодых возвышенностей. Ширина четвертичных долин редко достигает 3—4 км. Поверхности их осложнены развитием трех надпойменных аккумулятивных террас и поймы соответственно древне-, средне-, новочетвертичного и современного возраста.

СЕВЕРНОЕ ПРИБАЛХАШЬЕ

Район тянется вдоль северного побережья Балхаша и охватывает систему древних долин Моинты, Джамши, Токрау в пределах их среднего и нижнего течений, а также область междуречья до р. Аягуз.

Поверхность характеризуется преимущественно равнинным рельефом. Пологоволнистые равнины постепенно снижаются с севера на юг от 650—720 до 340 м до уреза Балхаша. Равнинность территории нарушается островным горным и мелкосопочным рельефом. Горы имеют резкое превышение над окружающей местностью. Наиболее резко выделяется гора Бектауата (1210 м), а также горная группа, состоящая из возвышенностей Итмурунды, Тюретай и др.

Долины, расчленяющие поверхность района, имеют субмеридиональное направление. Они часто неясно выражены, особенно в низовьях, где порой даже не прослеживается сухое русло.

В районе имеют место многочисленные проявления новейших тектонических движений. Например, с ними связано высокое положение (17 м) озерных песков над уровнем Балхаша на п-ове Байгабыл (Сваричевская, 1961), где они лежат на пологом склоне, оборванном вертикальным уступом, видимо тектонического происхождения (далее на северо-запад этот береговой обрыв переходит в тектонический уступ гор).

Новейшие тектонические движения проявились в куполообразных поднятиях возвышенностей, местами осложненных разрывами сплошности как северо-западного, так и юго-восточного направлений. Разломы выражены в рельефе в виде прямолинейных уступов с родниками у их основания. Куполовидные возвышенности приурочены в основном к герцинским брахиантиклинальным структурам, являясь, таким образом, унаследованными.

Можно отметить обновление рельефа и в низовьях долины Моинты, к югу от кол. Белькудук. Здесь прослеживается широтный разлом, севернее которого долина резко сужается, образуя антецедентное ущелье.

В пределах района развиты следующие типы и формы рельефа.

1. Низкогорье представлено куполообразными массивами, которые приурочены к древним антиклинальным структурам, и в большинстве случаев сложены яшмо-кварцитами или гранитами. Состав пород в значительной степени определяет внешний облик гор. В большинстве случаев вершины остроконечные, склоны скалистые. Типичным в этом отношении является гранитный купол Бектауата. Расчлененность и скалистость Бектауата связана с легкой разрушаемостью гранитов, зернистостью, сыпучестью продуктов его разрушения, которые не держиваются на склонах. Расчленение приурочено главным образом к трещинам, пересекающим массив, поэтому лога крутые, скалистые, глубокие и очень прямолинейные.

2. Мелкосопочник приурочен к слабым вздутиям пенеплена. В некоторых случаях сопки связаны с выходами твердых пород (восточнее ст. Моинты).

Отдельные формы мелкосопочного рельефа, встречающиеся в пределах денудационной равнины, имеют различный облик в зависимости от состава и структурных особенностей слагающих пород.

3. Денудационная цокольная равнина (пенеплен) занимает наибольшую площадь и почти полностью лишена коры выветривания, которая встречается очень редкими пятнами. Отличается сравнительной выровненностью, но несмотря на это хорошо дренирована, о чем свидетельствует маломощность элювиально-делювиального покрова (1—2 м), через который «просвечивают» породы и сложные структуры палеозойского фундамента. Поверхность равнины местами осложнена сорово-дефляционными впадинами.

4. Мелкосопочник склонов протягивается вдоль крупных долин рек Моинты, Джамши, Токрау, Кентерлау, Ащи-Озек, а также вдоль системы небольших логов. Так как возникновение его связано с эрозионными процессами четвертичного периода, то естественно, что и встречается он лишь у тех долин, которые функционировали в четвертичное время. Вдоль долин не обновлявшихся, выполненных неогеновыми отложениями, мелкосопочник склонов не развит.

Широко распространенные сорово-дефляционные впадины тоже окружены полосой мелкосопочника склонов, еще более резко выраженного, чем вдоль долин.

5. Холмистый рельеф на рыхлых породах неогена встречен лишь севернее п-ов Чаукар и Кент-тюбек, а также вдоль южного подножия горы Итмурунды. Холмы невысокие, разделенные неглубоко врезанной долинной сетью. Рельеф иногда принимает облик бедленда.

6. Долины. В данном районе долины с постоянным водотоком отсутствуют. Встречаются долины двух генераций — позднеолигоценового и четвертичного возраста, причем верхнеолигоценовые долины почти полностью использованы четвертичной гидросетью.

Долина р. Моинты в общих чертах мало чем отличается от долин многих рек Центрального Казахстана, которые совпадают в плане с древними долинами. Ее направление целиком обусловлено поведением Пра-Моинты и на всем протяжении меняется несколько раз, образуя то плавные (в нижнем течении), то крутые повороты (в верхнем).

Ширина долины изменчива (от 50 м до 9 км) и это придает ей четковидное строение. Наиболее узкие ее участки у горы Керегетас и южнее горы Шешенкара являются эпигенетическими, а в районе

кол. Белькудук — antecedентными. В этих местах долина сложена палеозойскими породами и обладает крутыми и сравнительно высокими склонами. Обычная трапециевидная форма поперечного профиля, характерная для широких участков долины, сменяется здесь на V-образную.

Долинам рек рассматриваемого района свойственна асимметрия склонов. У Мойнты левый склон круче и русло реки больше примыкает к его основанию. В своем развитии древняя Мойнты приспособлялась преимущественно к зонам разломов, местами она текла параллельно геологическим структурам, образуя субсеквентные участки.

Долина имеет четыре надпойменные террасы и пойму. Четвертая надпойменная терраса — цокольная высотой 8—10 м, сложена галечниками верхнего олигоцена и палеозойскими породами. Остальные террасы и пойма сложены четвертичными отложениями.

Близ ст. Мойнты, у г. Каратас, относительные высоты третьей, второй и первой террас соответственно равны: 5—6, 3,5—4, 1,5—2 м. К югу, в сторону оз. Балхаш указанные высоты постепенно снижаются. Высота первой террасы, которая прослеживается далеко к югу, снижается почти до 0,5 м.

Долина р. Джамши — широкая, со множеством рукавов, имеет в основном трапециевидное поперечное сечение. Наблюдаются две аккумулятивные надпойменные террасы и пойма.

Вторая надпойменная терраса сложена песчано-галечным аллювием среднечетвертичного возраста, встречается в виде узких прерывистых площадок высотой около 3,5 м. Первая надпойменная терраса по ширине достигает 15—17 км, по высоте 2,5 м. Она сложена песчано-галечными отложениями и суглинками верхнечетвертичного возраста. Пойменная терраса, сложенная песками и суглинками, в целом неширокая (0,2—0,5 км), за исключением отрезка между колхозами Джамбул и Шетжарык, где она расширяется до 3—4 км. Высота поймы 1—1,5 м.

Долина р. Токрау в районе представлена только средней и нижней частями.

В среднем течении долина широкая (до 15 км), с пологими (5—6°) склонами, имеет две надпойменные террасы.

Первая надпойменная терраса шириной до 5—8 км. В нее врезано современное русло реки. Вторая надпойменная терраса шире. По отдельным поперечникам протягивается на 15 км, с четко выраженным уступом высотой до 0,8 м.

Западнее оз. Бактай долина р. Токрау суживается до 5 км. На этом участке отмечается наименьшая мощность четвертичных отложений, исчезает вторая надпойменная терраса. Ниже по течению долина опять расширяется и вместе с долиной р. Кентерлау образует сухую дельту шириной до 50 км. Поперечник дельты имеет выпуклую форму, напоминающую очертания обычного конуса выноса. Здесь вновь прослеживается вторая надпойменная терраса, но границы ее выражены менее отчетливо.

У побережья оз. Балхаш, в долине Токрау, наблюдается широкая полоса бугристых песков — результат эоловой переработки песчаной толщи озерно-аллювиального происхождения.

Долина р. Кентерлау в целом широкая и только в районе гор Итмурунды (на antecedентном участке) суживается до 200—300 м.

Днище долины выполнено аллювиально-пролювиальными глинами и галечниками средне- и верхнечетвертичного возраста. Отмечаются фрагменты двух надпойменных аккумулятивных террас высотой до

1,5 м с пологими уступами. В долине сохраняются эрозионные останцы высотой до 5—6 м, сложенные палеозоом.

Сток по долине Кентерлау идет сосредоточено только в верхнем и среднем течении, в низовьях же он плоскостной, безрусловый, в результате чего вырабатывается своеобразный фестончатый рисунок поверхности.

Долина р. Ащиозек юго-западного направления выполнена аллювиально-пролювиальными отложениями мощностью от 1,5 до 6 м. Они с размывом залегают на красно-бурых глинах миоцена. Долина имеет две надпойменные аккумулятивные террасы. Первая терраса развита почти повсеместно, вторая — встречается фрагментарно. Относительные высоты террас не превышают 1,5 м. Интересно отметить, что западнее горы Котан-Кулак в долине р. Акозек (правый приток р. Ащиозек) установлена терраса высотой до 56 м при ширине до 5 км и длине до 10—18 км.

Южнее этого участка долина расширяется, а затем, у горы Сусызкара, она вновь образует antecedentное ущелье. Заканчивается долина у берегов оз. Балхаш широким (до 15 км) аллювиально-пролювиальным конусом выноса, где мощность четвертичных накоплений увеличивается до 25 м.

Долина р. Туранга южнее интрузива Тесоба, прорезав antecedentное ущелье, выходит на денудационную равнину и здесь расширяется до 15 км. Затем, ниже по течению, она суживается до 400—500 м и такая ширина долины выдерживается вплоть до оз. Балхаш.

7. Побережье оз. Балхаш характеризуется различными типами ингрессионных берегов в зависимости от рельефа прибрежной суши. Гряды и сопки на суше переходят в мысы и полуострова; устьям долин и логов соответствуют заливы (например, залив Сарышаган в устье долины Моинты), иногда отчлененные пересыпями и превращенные в солончаки (солончак к западу от р. Балхаш). Но мощное накопление аллювия в отдельных случаях компенсирует затопления устья (устье р. Джамши). Местами молодой бухтовый берег (ингрессионный берег, еще слабо освоенный озером) сменяется прямолинейным сбросовым. В северо-западной части залива Сарышаган затопление гранитных сопек обусловило возникновение своеобразного островного рельефа и извилистого берега, сходного с шхерами Финляндии.

В основном берега подразделяются на прямолинейные, сбросовые, дельтовые и бухтовые. Среди последних можно отметить участки абразионные и аккумулятивные. Почти всюду хорошо прослеживаются береговые валы — современный, почти не заросший растительностью и древний, верхнечетвертичного возраста. Высота древнего вала над современным уровнем озера не превышает 3—4 м в западной и 4—5 м в восточной частях северного побережья. Примерно этой высоты и достигал уровень древнего Балхаша. Отмечающееся в отдельных случаях несколько более высокое положение береговых валов связано с локальными поднятиями (гора Таргыл, п-ов Байгабыл). Галечники, лежащие на высоте 130 м над оз. Балхашом, которые ранее (Русаков, 1933) считались древнебалхашскими, являются остатками верхнемеловых галечников (Сарсеков, Позднышева, 1966).

В пределах Северного Прибалхашья не устанавливается следов грандиозного Балхаш-Алакульского озера, уровень которого превышал бы современный урез Балхаша на 60 м (Курдюков, 1952).

ЧИНГИЗ-ТАРБАГАТАЙСКОЕ НИЗКОГОРЬЕ

Гипсометрия хребтов Чингиз и Тарбагатай характеризуется значительной контрастностью, что является следствием увеличения ампли-

туд неотектонических смещений в данной геоструктурной области по сравнению с расположенной западнее территорией. Абсолютные отметки здесь повышаются от хр. Чингиз в сторону Тарбагатай от 800—1000 до 3000 м (наиболее высокая точка хр. Чингиз — гора Кособа 1300 м, в Тарбагатае — гора Джалаулы 3134 м абс. выс.).

Одной из ярких особенностей рельефа водоразделов рассматриваемого района является выровненная поверхность вершин, а также сохранение в центральных частях хребтов крупных реликтов древнего пенеплена. В хр. Чингиз это приподнятая денудационная равнина в области главного водораздела, в хр. Тарбагатай — выровненный рельеф в верховьях рек Терсайрык и Уласты, в междуречье Тебесге и Тамарсыка и в ряде других мест.

Для района характерно широкое развитие прямолинейных уступов, сопряженных со швами древних тектонических разломов. Наиболее выражен Чингиз-Тарбагатайский разлом, обращенный уступом в пределах хр. Тарбагатай на юго-запад, а в хр. Чингиз — на северо-восток. Вдоль разлома установлены тектонические контакты пород палеозоя и глини неогенового возраста с четвертичными отложениями (Козловский, 1963).

Эти данные явились подтверждением молодости прямолинейных уступов, возникших как результат обновления древних разломов в кайнозое.

Следовательно, как горные сооружения, хребты Чингиз и Тарбагатай, возникли в результате блоковых тектонических движений, где амплитуды поднятий по существу выражены относительными высотами типов рельефа. Крутосклонный рельеф среднегого облика встречается только в Тарбагатае, где он выражен отдельными массивами. Низкогорный рельеф с глубиной расчленения до 200—300 м широко распространен в хребтах Тарбагатай и Чингиз. Это массивы: Доланкара и Тюмейнак, Грайлы и собственно Чингиз, хр. Канчингиз и гора Машаны, хр. Акчатау и др. Как правило, площади их распространения заключены в рамки тектонических разломов, обновление которых привело к созданию низкогорного рельефа. Такая же особенность характерна для мелкосопочных типов рельефа, отличающихся от первых меньшей глубиной расчленения (до 200 м).

В хр. Чингиз значительные площади занимают межгорные впадины, выполненные аллювиально-пролювиальными отложениями преимущественно среднечетвертичного и позднечетвертичного времени. Это урочища Шубартобе, Кокбек и выраженная обширной аккумулятивной равниной впадина, расположенная у северо-восточного склона хр. Чингиз. Ширина ее достигает 25—30 км при длине до 80 км. Она отделяет от хр. Чингиз преимущественно мелкосопочный рельеф северо-западных отрогов хр. Тарбагатай. По бортам межгорные впадины осложнены наложением делювиально-пролювиальных шлейфов конусов выноса, отложения которых местами смещены по новейшим разломам. Для хр. Тарбагатай межгорные впадины не характерны и отличаются небольшими размерами (урочище Сазы и впадина в верховьях р. Урджар).

Долинная сеть района имеет сложную конфигурацию с геометрическим рисунком перистого типа. Наибольшее протяжение из речных долин имеют Баканас и Чаган, Ащису и Аягуз и ряд других, берущих начало на северо-восточном и юго-западном склонах хр. Тарбагатай. Для большинства из них характерно четковидное строение, где узкие каньонообразные участки долин являются antecedentными. Они отмечаются по долинам рек Баканаса и Чаган, Курбаканаса и Корык, Базарка, Карбога и др. Выше по течению каньонообразного участка р. Ко-

рык (хр. Чингиз) смещение по разлому привело к созданию подпрудно-тектонического оз. Караганжал.

Речные террасы более широко распространены в хр. Тарбагатай, где они имеют высоты: первая надпойменная до 5—6 м, вторая до 10 м, третья до 13—15 м и четвертая до 25—30 м (долина р. Аягуз и др.). В долинах рек хр. Чингиз обычно выражены две надпойменные террасы, из которых первая — аккумулятивная — высотой до 2—3 м, вторая — смешанная — высотой до 9—10 м. Они прослеживаются только в участках долин, расположенных в пределах водоразделов.

Коррелятивными отложениями являются верхнечетвертичные и среднечетвертичные песчано-галечные осадки межгорных впадин. Крупные долины района, видимо, имеют древнее заложение. Это подтверждается наличием песчано-галечных и валунно-галечных отложений в основном преимущественно тонкодисперсных глин неогена, установленных в последнее время. Они вскрыты в долинах рр. Шат и Жарма.

Следовательно, заложение гидрографической сети района относится к позднему мезозою и раннему кайнозою. Может быть осадки этого возраста являются коррелятивными образованиями скульптурных площадок, расположенных на 70—80 м выше современных русел ряда речных долин в пределах водоразделов. В хр. Чингиз тектонические движения привели к деформациям нижнечетвертичных отложений, что подтверждается разрывом плиоценовых песчаников и конгломератов вдоль Ащисуйского разлома. В непосредственной близости от сместителя они наклонены под углом в 30°, тогда как на некотором удалении от него лежат горизонтально.

Амплитуды неотектонических движений в хр. Тарбагатай были более значительны, что подтверждается наличием тектонических уступов высотой до 500 м (Шупарская, 1965). Это вызвало на наиболее повышенных участках Тарбагатай оледенение, носившее в раннечетвертичное время полупокровный характер. В верхнечетвертичную эпоху оледенение имело горно-долинный облик (Селиверстов, 1967). Завершается оформление альпийского и крутосклонного рельефа.

В современную эпоху происходит дальнейшее воздымание Чингиз-Тарбагатайской системы, что приводит к расчленению рельефа и выносу осадков в предгорные и межгорные впадины.

ИСТОРИЯ РАЗВИТИЯ РЕЛЬЕФА

Современный рельеф Центрального Казахстана сформировался в результате взаимодействия эндогенных и экзогенных факторов геоморфогенеза на протяжении мезозойской и кайнозойской эр.

В Центральном Казахстане отчетливо сохранились фрагменты рельефа разных этапов указанного времени, протекавших в каждом отдельном случае при различном тектоническом режиме и иных физико-географических условиях. Анализ рельефа и коррелятивных ему осадков позволяет наметить четыре основных этапа в истории его развития: досреднеолигоценовый, средне-верхнеолигоценовый, неогеновый, и четвертичный.

1. Досреднеолигоценовый этап рельефообразования является наиболее продолжительным и охватывает всю мезозойскую эру, а также ранний и средний палеоген. Рельеф, связанный с ним, изучен пока недостаточно и представления о нем в отдельных случаях являются условными.

Длительный геосинклинальный период формирования Центрального Казахстана, как известно, завершился общим подъемом территории в верхнем палеозое и начиная с этого периода рассматриваемая

область находилась в стадии относительного тектонического покоя. Преобладающим рельефообразующим фактором при этом была денудация.

С досреднеолигоценовым этапом связано происхождение редко встречающихся фрагментов рельефа, представленного денудационной цокольной равниной (пенепленом), фиксированной корой выветривания.

Чаще всего этот рельеф встречается по окраинам платформы, где последняя имеет небольшие высоты и постепенно погружается под кайнозойские толщи соседних синеклиз. Наиболее типично развит он в северо-западной части Северного Казахстана. Там его можно расчленить на два яруса рельефа — пенеплен, фиксированный рыхлой глинистой корой выветривания, и более повышенный рельеф, представляющий собой останцы избирательной денудации (монадноки), фиксированный твердой, силицифированной, лишь в нижних горизонтах переходящей в рыхлую, корой выветривания.

С данным этапом связано возникновение древних долин в Амангельдинском районе. Долины сравнительно крутосклонные, с широким дном. Выполнены континентальными отложениями подрудной и бокситорудной свит, в основном содержащих пылцу верхнемелового — палеогенового возраста. Они почти полностью выполняют древние долины, выходя и на пологие верхние части склонов. Бокситорудная свита перекрывается морским палеогеном.

Аналогичная древняя долина, отчетливо выраженная в рельефе и выполненная глауконитовыми песками верхнего мела, установлена к западу от оз. Селеты и впадает в Селетинскую впадину.

Заслуживает внимания тот факт, что долины досреднеолигоценового этапа наблюдаются редко и только по окраинам древней суши, занимавшей длительное время нейтральное положение между областями поднятий Центрального Казахстана, где следы их давно уже разрушены денудацией, и областями погружений Прииртышской и Тургайской синеклиз, где они погребены под толщами морских осадков.

2. Средне-верхнеолигоценовый этап рельефообразования обусловлен началом проявления новейших тектонических движений альпийского горообразования, которые, с одной стороны, привели к деформации выровненной мезозойской поверхности, а с другой — вызвали усиление эрозионных процессов.

С этим этапом связывается дифференциация областей поднятий и погружений. Области, где поднятия имели незначительные амплитуды, мало изменили свой облик. В процессе плоскостного смыва лишь оказалась смыта кора выветривания и обнажился палеозойский цоколь.

Там, где поднятия проявились в более интенсивной форме, но в виде широких сводовых структур, расчленение пенеплена долинно-ложковой сетью привело к образованию типичного водораздельного мелкосопочника.

В некоторых случаях поднятия имели локализованный характер либо в виде антиклинальных поднятий, либо в виде блоков, ограниченных разломами. Возможно, что именно эти участки представлены сейчас в ряде районов Центрального Казахстана типичными низкогорьями, подвергшимися уже длительной денудации, поэтому нередко обладающими сравнительно пологими склонами, округлыми вершинами и хорошо разработанными долинами и логами (возвышенности бассейна р. Тундык).

Со средне-верхнеолигоценовым этапом необходимо связывать и возникновение погребенных древних долин Центрального Казахстана.

Усиление тектонических движений, образование областей поднятий и опусканий вызвало оживление эрозионных процессов. Стала формироваться древняя гидросеть, которая частью приспособлялась к возникшим прогибам, а в большинстве своем закладывалась консеквентно по обоим склонам начавшегося в то же время формироваться главного Балхаш-Иртышского водораздела (Кассин, 1936; Медоев, 1956; Сарсеков, 1958 и др.).

Таким образом, средне-верхнеолигоценовый этап рельефообразования — этап плавных деформаций пенеплена, проявившихся на большой площади, этап возникновения областей размыва и аккумуляции, формирования мелкосопочного и низкогорного рельефа, образования главного Балхаш-Иртышского водораздела, а также древних долин.

Время этих деформаций можно определить возрастом осадков, выполняющих долины и впадины. В последнее время в красных глинах, представляющих верхнюю часть осадков древних долин, обнаружены кости млекопитающих, относимые к плиоцену, в нижележащих зеленых глинах установлена миоценовая фауна, в донных галечниках Сароя в Бетпак-Дале — верхнеолигоценовая. Следовательно, данный этап рельефообразования надо связывать с движениями, начавшимися в среднем олигоцене и продолжавшимся до конца верхнего олигоцена, которые значительно перестроили рельеф Центрального Казахстана.

3. Неогеновый этап рельефообразования связан с общим опусканием Центрального Казахстана, причем в этом опускании в равной мере участвовали все структуры, сформированные в конце мезозоя — начале кайнозоя. Опускание территорий Центрального Казахстана послужило причиной «озерной трансгрессии», захватившей значительные равнинные пространства.

Сносимый со склонов возвышенностей тонкий делювиальный материал в узких долинах образовывал перемычки и древние долины разделялись на отдельные замкнутые котловины. Котловины постепенно заполнялись глинистым материалом, который с приближением к склонам становился более грубозернистым.

Предположение, что озера этого времени соединялись и представляли единый бассейн, занимавший огромные пространства Центрального Казахстана, надо считать несостоятельным. Известно, что глины аральской свиты по всей территории поднятия выполняют густую эрозионную сеть древних долин, а местами типично грабенные понижения, образовавшиеся к началу миоцена. Но даже в случае достижения реками профиля равновесия поверхность днищ древних долин ощутимо повышалась к верховьям и превышения отметок их у водоразделов над отметками близ границ поднятия были значительными (тем более, что углубление врезов древней гидросети было прервано вследствие начавшегося опускания района). Следовательно, подошва аральских глин к началу их отложения отнюдь не была горизонтальной. Точно так же нельзя говорить и о единой поверхности водных бассейнов миоцена на территории поднятия, иначе мы должны будем принять, что большая часть мелкосопочника была погребена под глинами аральской свиты, а это противоречит фактам.

В неогеновый этап некоторое оживление эрозионной деятельности отмечается на границе между отложениями аральской и павлодарской свит. Однако большого развития эрозионные процессы не получили: речная сеть не была восстановлена, и осадконакопление выразилось в образовании делювиальных шлейфов, окончательно расчленивших четковидные долины на замкнутые котловины.

К концу неогена рельеф Центрального Казахстана стал более пологим: древние долины и грабены заполнились глинистым материалом,

образовались аккумулятивные равнины, в отдельных случаях занимавшие значительные площадки. Относительные превышения рельефа этого времени, не считая островных сопок, не превышали 30—35 м.

4. Четвертичный этап рельефообразования представляет собой этап дальнейшего резкого обновления рельефа в Центральном Казахстане.

Новейшие движения этого времени, так же как и в средне-верхнеолигоценовом этапе, в значительной степени унаследовали общий план средних структур, о чем свидетельствует приуроченность областей новейших поднятий к каледонско-герцинским антиклинориям.

В восточной части Центрального Казахстана герцинские структуры имели линейный характер, в центральной части — преимущественно брахиоскладчатое строение. Соответственно этому и новейшие движения в районе хр. Чингиза выразились в образовании линейных структур, а в других же районах возникли куполовидные структуры. Деформации хорошо фиксируются изгибаниями денудационной поверхности — пенеплена, тектоническими уступами и антецедентно пересекающими долины молодыми возвышенностями.

Рельеф данного этапа развивался непрерывно, под влиянием продолжавшихся тектонических движений в течение всего четвертичного времени.

Четвертичный этап характеризуется широким развитием эрозионно-аккумулятивных процессов, вызванных новейшими движениями и климатическими колебаниями.

Так, в раннечетвертичное время на Северо-Казахской равнине происходило значительное выравнивание рельефа за счет слабоврезанной блуждающей гидросети. В районах собственно Центрального Казахстана (Сары-Арка) шло формирование низкогорных и мелкосопочных массивов с сопутствующим накоплением в понижениях грубозернистых отложений субаэрального ряда.

Основная гидросеть Центрального Казахстана оформилась в среднечетвертичное время, за исключением, пожалуй, крупнейших современных долин Северо-Казахской равнины — рек Ишима (меридиональный участок) и Иртыша, которые были заложены в конце раннечетвертичного времени. План этой гидросети, большей частью приспособившейся к древним долинам, существенно не перестраивался в последующее время, но в развитии рек различных бассейнов отмечаются свои особенности.

В долине р. Ишима (меридиональный участок) и ее правых притоков, а также р. Шидерты в среднечетвертичное время формировалась третья, а в долине рек бассейнов оз. Тениз, Тургая, Сарысу и оз. Балхаш — вторые надпойменные террасы. Третьи террасы притоков рр. Ишима и Шидерты сложены суглинками и мелкозернистыми песками, чем они отличаются от вторых террас рек бассейна Сарысу и оз. Балхаш, в аллювии которых заметно преобладают грубозернистые пески, гравий и гальки. Видимо, в среднечетвертичное время на юге Центрального Казахстана энергия рельефа была выше, чем на севере.

Рельеф водораздельных областей, очертания которых определились также в среднечетвертичное время, развивался под заметным воздействием тектонических движений как регионального, так и локального характера, причем наиболее значительные амплитуды вертикальных перемещений имели место в пределах низкогорных массивов (Улугтау, Чингиз и др.). У подножий возвышенностей и в понижениях продолжали накапливаться рыхлые, преимущественно делювиально-пролювиальные отложения.

В верхнечетвертичное время климат Центрального Казахстана стал более сухим, особенно на юге региона, где обмелели реки и озера и местами произошла эоловая переработка более древних песчаных толщ. У рек Тургайского, Сарысуйского, Балхашского и отчасти Тенизского бассейнов в это время сформировались первые надпойменные террасы. В долинах же северной части Центрального Казахстана (меридиональный Ишим и его притоки, рр. Шидерты, Оленты, Ащису, верховья Нуры и др.) за верхнечетвертичное время образовались вторые, а затем первые надпойменные террасы. Тогда же были образованы высокие надпляжные террасы большинства мелких озер региона, а также береговые валы оз. Балхаш.

В последующем климат становится еще суше: часть рек на юге Центрального Казахстана полностью пересыхает, сокращаются площади озерных акваторий и повсеместно активизируются процессы пустынной денудации. К настоящему времени в долинах большинства рек закончилось формирование высоких и продолжается образование низких пойм. В озерных ваннах формируются низкие надпляжные террасы и пляжи.

- Абдрахманов К. А., Горячева В. С., Иванов Л. Б., Рыбалтовский Е. А. Магматизм Успенской тектонической зоны. В кн. «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны (Центральный Казахстан)», т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967.
- Абдулкабиров М. А. Некоторые особенности тектоники Северного Казахстана. Изв. АН КазССР, № 2, 1966.
- Абдулкабиров М. А. Материалы по петрографии метаморфических пород Кокчетавского района. Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1949.
- Авдеев А. В., Зейлик Б. С. К вопросу о становлении гранитных массивов Ортау и Кызылтау в Центральном Казахстане. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана». Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, 74, 1962.
- Авдеев А. В. Интрузивные комплексы Атасу-Жамшинского водораздела. Изв. АН КазССР, серия геол, № 3, 1965.
- Авдеев А. В. О кольцевых структурах магматических комплексов. «Советская геология», 1965, № 10.
- Авдеев А. В. К вопросу о связях между эффузивным и интрузивным магматизмом на примере Атасу-Жамшинского водораздела (Центральный Казахстан). Алма-Ата, изд-во «Наука», 1969.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И., Кузьмин Ю. И., Морозов М. Д., Эйдлин Р. А. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. «Советская геология», 1966, № 6.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Гольдшмидт В. И. и др. Глубинное строение земной коры Казахстана и методика ее изучения. Изв. АН КазССР, серия геол., № 4, 1964.
- Андреев А. П., Бродовой В. В., Морозов М. Д. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. В сб. «Геофизические исследования в Казахстане». Алма-Ата, изд-во «Казахстан», 1965.
- Андреев А. П., Бродовой В. В. и др. Размещение основных разломов земной коры в Казахстане и связь с ними ореолов интрузивного магматизма. «Советская геология», 1966, № 8.
- Антоненко А. И., Дубровин Г. К. Строение земной коры и верхней мантии в северной части Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. В сб. «Земная кора Казахстана». М., изд-во «Недра», 1967.
- Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Тт. I, II, изд. ВАГТ МГ СССР, М., 1968.
- Афоничев Н. А. Основные черты структурного плана Южного Казахстана, Прибалхашья и Пограничной Джунгарии. В сб. «Основные идеи Н. Г. Кассина в геологии Казахстана». Алма-Ата, изд-во АН КазССР, 1960.
- Бабак В. И., Паисова Э. К. Строение и история формирования древних долин Иртышско-Балхашского водораздела. В кн. «Тектонические движения и новейшие структуры земной коры». М., изд-во «Недра», 1967.
- Бабак В. И. Новейшая структура Казахского щита. «Геотектоника», 1969, № 6.
- Бекжанов Г. Р., Колмогоров Ю. А., Куминова М. В. Характеристика и пространственное размещение интрузивных поясов Казахстана. В сб. «Геофизические исследования в Казахстане». Алма-Ата, изд-во «Казахстан», 1965.
- Беневоленский И. П., Розенблат М. М. Глубинное строение района Жаман-Сарысуйского антиклинория. Изв. АН КазССР, серия геол., № 6, 1966.
- Берг Л. С. Опыт разделения Сибири и Туркестана на ландшафтные и морфологические области. Сб. в честь 70-летия Д. Н. Анучина. М., 1913.
- Беспалов В. Ф. Варисская структура Джекказган-Атбасарского района. «Проблемы сов. геологии», 1936, № 11.
- Беспалов В. Ф. Тектоника рифейской складчатой дуги Восточного Казахстана. В сб. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука», 1964.

* См. также список литературы в кн. I XX тома.

Беспалов В. Ф. Щелочные породы Прииртышья. «Советская геология», 1948, Сб. № 31.

Беспалов В. Ф. Вулканические образования Илийского мегасинклиория. В кн. «Геология и рудоносность вулканогенных формаций Казахстана». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.

Богданов А. А. Тектоника западной части Центрального Казахстана. «Советская геология». 1954, сб. 41.

Богданов А. А. Основные черты палеозойской структуры Центрального Казахстана. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXXIV, вып. 1, 1959.

Богданов А. А., Четверикова Н. П. О тектоническом положении Карагандинского каменноугольного бассейна. Бюлл. МОИП, вып. 4, 1961.

Богданов А. А., Зайцев О. А., Мазарович О. А., Максимов А. А., Тихомиров В. Г., Четверикова Н. П. Тектоническое районирование палеозойского массива Центрального Казахстана. «Вестник МГУ», серия IV, геология, 1963, № 5.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья первая. Строение каледонского срединного массива. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, вып. 5, 1965а.

Богданов А. А. Тектоническое районирование палеозойского Центрального Казахстана и Тянь-Шаня. Статья вторая. Варисийские складчатые системы. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. X, вып. 6, 1965б.

Боголепов В. Г. Некоторые особенности строения метасоматитов в скарновых месторождениях Центрального Казахстана. Тр. Каз. ин-та минер. сырья, вып. 5, 1961.

Боголепов В. Г. Проявление процесса калишпатизации на скарновом м-нии Саяк I. Уч. зап. Каз. гос. ун-та, серия геол. и геогр., т. 37, вып. 4, 1958.

Бок И. И. Листвениты, их особенности, разновидности и условия образования. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 22, 1956.

Бок И. И. Ультраосновные и основные интрузивные породы Казахстана. Изв. Каз. ФАН СССР, серия геол., № 6—7, 1945.

Бок И. И. Распространение основных и ультраосновных пород в Казахстане. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 24, 1956.

Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., изд-во «Недра», 1967.

Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение Центрального и Южного Казахстана. «Материалы ВСЕГЕИ», нов. сер., вып. 41. Л., 1961.

Борсук Б. И., Яговкин В. И. О принципе составления тектонической карты Центрального и Южного Казахстана. В сб. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Недра», 1964.

Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф. Складчатые комплексы Восточного Казахстана. В кн. «Вопросы геологии Казахстана». Изд-во АН КазССР, 1964.

Борукаев Р. А., Ляпичев Г. Ф., Каюпов А. К., Мирошниченко Л. А. Тектоническое и металлогеническое районирование Восточного Казахстана. «Вестник АН КазССР», № 7, 1965.

Бураков М. И. К геологии раннегерцинских интрузий Акжал-Аксоранской структурной зоны (Центральный Казахстан). Сб. «Вопросы магматизма и метаморфизма», т. I. ИздЛГУ. Л., 1963.

Бутакова Е. А. Щелочные и нефелиновые сиениты Карсакпайского района. Зап. Всес. минер. об-ва, ч. 66, вып. 4, 1937.

Варенцев М. И., Дитмар В. И. История геологического развития и тектоника Тенизской впадины. Сб. «Вопросы тектоники нефтегаз. обл.». Изд. АН СССР, М., 1962.

Великая Н. Н. Новые данные о проявлении мезозойского магматизма в Центральном Казахстане. Материалы по геологии и полезным ископаемым Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. III, 1964.

Вулканогенные формации Северной части Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1965.

Гаек О. М. О генетической связи среднекаменноугольных вулканических субвулканических и интрузивных комплексов Северного Прибалхашья. Мат. Симпозиума по вулканоплутонич. формациям. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.

Галицкий В. В. Палеогеография и неотектоника Восточного Прибалхашья. Изв. АН КазССР, 1957, вып. 3(28).

Гендлер В. Е., Северов Э. А., Чуйкова В. Г. Щелочные граниты северного склона хр. Тарбагатай. В кн. «Вопросы магматизма, метаморфизма и рудообразования». М., Госгеолтехиздат, 1963.

Геология СССР, т. XLI (Восточный Казахстан). М., изд-во «Недра», 1967.

Геология СССР, т. XL (Южный Казахстан). М., изд-во «Недра», 1971.

Геология СССР, т. XXI (Западный Казахстан). М., изд-во «Недра», 1970.

Геология СССР, т. XXXIV (Тургай). М., изд-во «Недра», 1971.

Геологическое строение СССР, т. I—IV. М., изд-во «Недра», 1968.

Геотектоническое районирование Казахстана по геофизическим данным. М., изд-во «Недра», 1969.

Герасимов И. П. О «такрырах», их генетической сущности и процесс такрыообразования. «Почвоведение», 1933, № 5.

Гогель Г. Н. Акцессорные минералы гранитоидов Центрального Казахстана. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.

Гокоев А. Г. К сравнительной характеристике некоторых «пермских» интрузий Сары-Арка (Центральный Казахстан). Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 11, 1949.

Гокоев А. Г. О мезозойском вулканизме Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 15, 1952.

Гольдшмит В. И. Глубинное строение северо-восточных предгорий Чингизского хребта по геофизическим данным. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 1, 1960.

Гольц С. И. Рельеф и стратиграфия четвертичных отложений Тенгизской впадины. Сб. статей по геологии и гидрогеологии, вып. 2, т. XIII. М., Госгеолтехиздат, 1952.

Гоньшакова В. И. О метаморфизме нижнепалеозойских зеленокаменных пород Центрального Казахстана. «Советская геология», 1940, СБ. № 11.

Гоньшакова Н. И. Эффузивные породы нижнего палеозоя района хр. Чингиз. Тр. ИГН АН СССР, петрограф. серия, вып. 147, № 43. Изд-во АН СССР, 1953.

Горностаев Н. Н. Семейтавский магматический комплекс Восточного Казахстана. Изв. АН СССР, отдел. естественных наук, VII серия. М., 1935.

Гукова В. Д. Некоторые типы и минеральные фации грейзенов в Центральном Казахстане. Тр. ИГН АН КазССР, т. 6, 1962.

Дитмар В. И. Тектоника и перспективы нефтегазоносности Чу-Сарысуьской и смежных депрессий Казахстана. М., изд-во «Наука», 1966.

Ежов А. И. Гранитоиды Шалгинского района. М., изд-во «Наука», 1964.

Елисеева О. П. Геолого-петрографическая характеристика интрузивных пород центральной части Северного Казахстана. В сб. «Вопросы петрографии Казахстана». М., изд-во «Наука», 1966.

Ефимов И. А. О находке пирровых серпентинитов в докембрийских породах Кокчетавского массива. Тр. КазНИИМС, вып. 5, 1961.

Ефимов И. А. Закономерности распространения и образования пород эколгитовой формации Северного и Южного Казахстана. В кн. «Физико-химические условия магматизма и метасоматоза». Тр. 3-го Всесоюзного петрографич. совещания. М., 1964.

Журбичкий Б. И. Некоторые вопросы стратиграфии и физических свойств пород верхнего палеозоя района Джекказганской синклинали. Изв. АН КазССР, серия геол., № 2, 1968.

Заварицкий А. Н. Щелочные горные породы Ишима. Тр. Петрографич. ин-та. Изд-во АН СССР. М., 1936.

Заварицкий А. Н. Краткий геологический очерк Ишимского комплекса щелочных горных пород. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1938.

Зайцев Ю. А., Зыков С. И., Краснобаев А. А., Ступникова Н. И., Филиппович И. З. О возрасте гранитов и гранито-гнейсов Карсакпайского поднятия (Центральный Казахстан). «Вестник МГУ», 1968, серия IV геология, № 6.

Зайцев Ю. А. Герцинская тектоническая структура западной части Сарысу-Тенизского водораздела и Улутая. Мат-лы по геологии Центрального Казахстана, т. III. М., изд-во МГУ, 1961.

Зайцев Ю. А. О соотношении структурно-фациальных зон докембрия и каледонских геосинклиналей в Центральном Казахстане. МГК, XXIII сессия. «Докл. сов. геологов», пробл. 3. М., изд-во «Наука», 1968.

Заравняева В. К. Эффузивный вулканизм нижнего палеозоя Сарысу-Тенизского водораздела. В кн. «Проблемы вулканизма, материалы к I Всесоюзному вулканологическому совещанию». Ереван, изд-во АН Арм. ССР, 1959.

Звонцов В. С. Кремнисто-спилитовая формация Тектурмасского антиклинория. Тр. ИГН им. К. И. Сатпаева АН КазССР, т. 24. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967.

Зворыгина Е. К. Геохимические особенности герцинских гранитоидов Северо-Западного Прибалхашья. Изв. АН КазССР, серия геол., 1968.

Зворыгина Е. К. Геология и петрография Токрауского гранодиоритового массива и связанных с ним некоторых метасоматитов. Тр. ИГН АН КазССР, № 25. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1965.

Зейлик Б. С. О реликтах крупных палеозойских вулканов в Центральном Казахстане и возможность использования высотных фотоснимков с целью обнаружения подобных структур. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1968.

Зырянов В. Н. Петрология метасоматически измененных гранитоидов и щелочных пород Чингизской зоны (Центральный Казахстан). Алма-Ата, изд-во «Наука», 1969.

Иванов А. И., Монич В. К., Замятин Н. И. Абсолютный возраст гранитоидных интрузий южной части Центрального Казахстана. Бюлл. комиссии по опред. абсол. возр. геол. формаций, вып. IV. М., Изд-во АН СССР, 1961.

Иванов А. И., Ляпичев Г. Ф., Замятин Н. И. Абсолютный возраст анортитовых гранит-порфиров из Тениз-Коржункульской мульды (Центральный Казахстан). Тр. IX сессии комиссии по определению абсолютного возраста геологических формаций. М., Изд-во АН СССР, 1961.

- Иванов Л. Б. Интрузивные комплексы Батыстауского рудного поля в Центральном Казахстане, их геохимическая и металлогеническая специализация. «Советская геология», 1969, № 9.
- Иванов О. Д., Мелентьев М. И. Основные черты геологического строения погребенного домезозойского фундамента к северу и северо-западу от Кокчетавской глыбы. «Вестник АН КазССР», 1966, № 6.
- Кабанов Ю. Ф. О соотношении южной части Тенизской впадины и Карагандинского синклиория. Бюлл. МОИП, т. XXXVII, вып. 6, 1962.
- Казанли Д. Н. Структура Центрального Казахстана на основании анализа гравиметрического и магнитного полей. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 29, 1955.
- Кассин Н. Г. Очерк тектоники Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1934, № 6.
- Кассин Н. Г. Вулканизм Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1934, № 9.
- Кассин Н. Г. Связь вулканизма и металлогенеза с тектоническими структурами Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1937, т. VII.
- Кассин Н. Г. О древних долинах в Центральном Казахстане. «Проблемы советской геологии», 1936, т. VI, № 2.
- Кассин Н. Г. Развитие геологических структур Казахстана. Изв. АН КазССР, № 19, серия геол., вып. 15, 1952.
- Кеpezжинскas В. В., Кеpezжинскas К. Б. Остатки вулканического аппарата в горах Буртас в Центральном Казахстане. Тр. Лаборатории палеовулканологии Каз. университета, вып. 1. Алма-Ата, 1963.
- Кизевальтер Д. С., Муратов М. В. Тектоника Северо-Восточной окраины Кокчетавского массива. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 2, 1959.
- Книппер А. Л. Тектоника Байконурского синклиория (Центральный Казахстан). Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 90. М., 1963.
- Комлев Л. В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Кокчетавского поднятия в Северном Казахстане. Тр. VII сессии комиссии по опред. abs. возраста геол. формаций, 1960.
- Комлев Л. В. Абсолютный возраст гранитных интрузий Центрального и Северного Казахстана и шкала геологического времени. В сб. «Определение абсолютного возраста дочетвертичных формаций». Докл. сов. геологов к XXI сессии междунар. конгресса, 1960.
- Коптев-Дворников В. С., Оглоблина О. П., Яковлева М. Е. Геолого-петрографическое описание Майкаинского рудоносного района. Тр. ИГН АН СССР, серия петрограф., вып. 75 (№ 23). М., 1946.
- Коптев-Дворников В. С. К вопросу о некоторых закономерностях формирования интрузивных комплексов гранитов на примере Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1952.
- Коптев-Дворников В. С. Явления гибридизации на примерах некоторых гранитных интрузий палеозоя Центрального Казахстана. Тр. ИГН АН СССР, вып. 148, петрограф. серия, № 44. М., 1953.
- Коптев-Дворников В. С. Боровой массив гранитов. Сб. «Вопросы петрографии и минералогии». т. I. М., Изд-во АН СССР, 1953.
- Коптев-Дворников В. С., Полквой О. С., Дистанова А. Н., Дмитриев Л. В. и др. Палеозойские интрузивные комплексы гранитоидов Бетпак-Дала. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Коптев-Дворников В. С., Емельяненко П. Ф., Петрова М. А. Эффузивные и интрузивные комплексы западной части Сарысу-Тенизского водораздела (Центральный Казахстан). «Советская геология», 1963, № 7.
- Козловский Г. М. Тектоническое озеро Караганжал в районе хр. Чингиз. «Вестник АН КазССР», 1963, № 2.
- Козловский Г. М. Фрагменты новейшей тектоники хр. Чингиз. «Вестник АН КазССР», 1963, № 3.
- Коржинский Д. С. Происхождение мелкосопочника и озер Киргизской степи. «Природа», 1929, № 7—8.
- Коржинский Д. С. Геология и петрология Экибастузского района. Тр. ВГРО, вып. 156, 1932.
- Корыткин А. А. Палеозойские интрузивные комплексы северо-запада Центрального Казахстана. «Известия вузов», геология и разведка, 1965, № 5.
- Кошкин В. Я. Каменноугольный и пермский вулканизм Северного Прибалхашья. Тр. Лаборатории палеовулканологии Каз. университета, вып. 1. Алма-Ата, 1963.
- Кошкин В. Я. Строение Караирекского вулканического нагорья в Северном Прибалхашье. Тр. Лаборатории палеовулканологии, вып. 3. Алма-Ата, 1964.
- Кронидов И. И., Кумпан А. С., Рябкова М. С. Новые данные о геологическом строении и структурах Северного Прибалхашья и Сарысуйской депрессии. «Советская геология», 1958, № 8.
- Кропоткин П. Н. Тектоника, стратиграфия и металлогения Северного Казахстана. Тектоника СССР, ч. I. М., Изд-во АН СССР, 1948.

- Кропоткин П. Н. Строение складчатого фундамента Центрального Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 108, 1952.
- Кумпан А. С., Добрецов Г. Л., Митрофанова К. В. Верхнепалеозойские формации Восточного Казахстана. Л., изд-во «Недра», 1969.
- Кумпан А. С. Верхний палеозой Восточного Казахстана (Центральный и Южный Казахстан, Калба, Алтай). Л., изд-во «Недра», 1966.
- Курдюков К. В. Древнейшие озерные бассейны Юго-Восточного Казахстана и климатические условия времени их существования. Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 2.
- Курчавов А. М., Дорохов И. Л. Мезозойские базальты в Каркаралинском районе Центрального Казахстана. «Вестник Московского университета», 1965, серия IV, геология, № 6.
- Летников Ф. А. и др. Расчленение гранитоидов Кокчетавской глыбы на основании минералого-геохимических исследований. В сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана». Тр. 1-го Казахстанского петрограф. совещ., т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.
- Лялин Ю. И., Миллер Е. Е., Никитина Л. Г. Вулканогенные формации Чингизского геантиклинория (Центральный Казахстан). Тр. ИГН АН КазССР, т. 11. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1964.
- Ляпичев Г. Ф. Интрузивные комплексы допалеозоя и кембрия Бошекульского района. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1955.
- Ляпичев Г. Ф., Монич В. К. Геологические особенности и история развития магматизма Центрального и Южного Казахстана в неохроне. В сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана». Тр. 1-го Казахстанского петрографического совещания, т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.
- Мазарович О. А. К тектонике Тенизской впадины. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1958.
- Мазарович О. А. Формации варисийского комплекса каледонид у Центрального Казахстана (Тенизская и Джезказганская впадины и Сарысу-Тенизский водораздел). «Вестник МГУ», 1967, серия IV, геология, т. 5.
- Малиновский В. Ю. В кн. «Кайнозой центральной части Казахского щита». Изд-во МГУ, 1967.
- Малявкин В. С. Основные вопросы геологического строения Ишимского щелочного комплекса в Центральном Казахстане и роль процессов гибридызма. Материалы по геол. и пол. ископ. Алтая и Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, нов. серия, т. 3, 1964.
- Малявкин В. С. Новые данные о геологии Ишимского комплекса щелочных горных пород. «Вестник АН КазССР», 1958, № 13.
- Марков М. С. О стратиграфии и тектоническом положении джеспилитовых толщ Карсакапского синклинория. Изв. АН СССР, серия геол., № 4, 1958.
- Марков М. С. Тектоника южной части Карсакапского синклинория. Тр. ГИН АН СССР, вып. 72. М., 1962.
- Маркова Н. Г. Тектоника Чингизской зоны Северо-Востока Казахстана. В кн. «Тектоника СССР», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Маркова Н. Г. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бетпак-Далы. Тр. ГИН, АН СССР, вып. 62, 1961.
- Маркова Н. Г. Закономерности размещения разновозрастных складчатых зон на примере Центрального Казахстана. В кн. «Складчатые области Евразии». М., изд-во «Наука», 1964.
- Масгутов Р. В. Типы альбитизированных гранитов. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3(40), 1960.
- Медоев Г. Ц. Погребенные долины Сары-Арка. Изв. ВГО, № 2. М., 1956.
- Меркулов П. А. К вопросу о киммерийской складчатости в Северо-Восточном Казахстане. Мат-лы по геол. и полезн. ископаем. Казахстана, № 1, 1936.
- Меркулов Н. Л. К геологии Северо-Восточного Казахстана (Сарысу-Тенизский водораздел). «Проблемы советской геологии», 1938, № 3.
- Мефферт Б. Ф. Очерки геологии Северного Прибалхашья. Изв. ВГО, т. 46, 1912.
- Миллер Е. Е. Эффузивный комплекс нижнего кембрия в районе Бошекульского месторождения в Казахстане. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 10, 1949.
- Миллер Е. Е. Петрохимический характер протерозойских и нижнепалеозойских эффузивов северной части Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 13, 1951.
- Миллер Е. Е. О вулканизме верхнего протерозоя Северо-Востока Центрального Казахстана и Чингиза. Бюлл. МОИП, отд. геол., № 5, 1958.
- Миллер Е. Е. Вулканизм нижнего кембрия Восточного Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол. вып. 3, 1958.
- Миллер Е. Е. Древние вулканические формации Восточного Казахстана. В кн. «Вопросы вулканизма». Тр. Всесоюз. вулк. сов. М., Изд-во АН СССР, 1962.
- Минервин О. В., Несмеянов С. А. О тектонике западной окраины Кокчетавского поднятия (Центральный Казахстан). Изв. высш. школы. «Геология и разведка», 1966, № 1.

- Мирошниченко Л. А. О скарнах Центрального Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 20, 1955.
- Михайлов А. Е. О новейших тектонических движениях в западной части Центрального Казахстана. Изв. вузов, геол. и разв., № 7, 1958.
- Михайлов А. Е. Вулканогенные формации и некоторые вопросы геологической истории девонского периода западной части Центрального Казахстана. Изв. вузов, геол. и разв., № 1, 1965.
- Михайлов А. Е. Тектоника среднего и верхнего палеозоя западной части Центрального Казахстана. М., изд-во «Наука», 1969.
- Михайлов Н. П. Чу-Балхашский ультрабазитовый пояс. Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1955.
- Михайлов Н. П. Ультрабазитовые пояса Восточного Казахстана. Докл. АН СССР, т. 110, № 6, 1956.
- Михайлов Н. П. Шалгинская серпентинито-габбровая интрузия. Тр. ВСЕГЕИ, т. 74, 1962.
- Михайлов Н. П. Интрузивные офиолитовые комплексы Восточного Казахстана. Тр. ВСЕГЕИ, т. 80, 1962.
- Михайлов Н. П., Иняхин М. В., Москалева В. Н., Семенов Ю. Л. Интрузивные комплексы ультраосновных и основных пород Джеказган-Улугтауского района. В сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана. Тр. 1-го Казахстанского петрографического совещания, т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.
- Моисеенко Ф. С. Строение земной коры южного горного обрамления Сибири. В сб. «Региональные геофизические исследования Сибири». Новосибирск, изд-во «Наука», Сибирское отделение, 1967.
- Монич В. К. Гранитные интрузии Казахстана. Изв. Казахского филиала АН СССР, № 6—7, 1945.
- Монич В. К. Изверженные породы Семейтауского комплекса. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. II, 1949.
- Монич В. К. Петрология гранитных интрузий Баянаульского района в Центральном Казахстане. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1957.
- Монич В. К. и др. О девонских интрузиях в Центральном Казахстане. В сб. «Основные идеи М. А. Усова в геологии». Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1960.
- Монич В. К., Бедров Г. И., Балгожина А. Г. Геология и петрография Байназарской кольцевой системы магматических пород. Тр. ИГН АН КазССР, т. 3. Алма-Ата, 1960.
- Монич В. К., Ляпичев Г. Ф., Полянский Н. В., Севрюгин Н. А. Интрузивные комплексы северо-востока и востока Центрального Казахстана. В сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана». Тр. 1-го Казахстанского петрографического совещания, т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.
- Москалева В. Н. Дунито-габбровый массив Тексиктас в Северном Прибалхашье. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 2, 1958.
- Москалева В. Н. Жадеиты Северного Прибалхашья. Бюлл. научно-технич. информац. МГ и ОН СССР, № 2(14), 1958.
- Наковник Н. И. Пропилитизированные породы, их минеральные фации, генезис и практическое значение. Зап. Всесоюзн. минерал. об-ва, часть XXXIII, вып. 2, 1954.
- Наковник Н. И. Грейзены Тр. ВСЕГЕИ. Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Немков Г. И. К вопросу о пересечении каледонской складчатости герцинской в Центральном Казахстане на примере строения Арганатинского антиклинория. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXVIII, вып. 2, 1953.
- Нехорошев Н. П. О юном рельефе Алтая и древних долинах Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1936, 7.
- Никитина Л. Г. Геологическое строение вулканического аппарата в горах Машан на Чингизе. Изв. АН КазССР, серия геол., 1959, № 3(36).
- Никитина Л. Г., Аксаментова Н. В. Вулканогенные формации девона. В кн. «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1965.
- Никитина Л. Г., Шужанов В. М. Гранитово-липаритовая формация девона Центрального Казахстана. В сб. «Материалы симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.
- Никитина Л. Г. Базальтово-кремнисто-карбонатная формация верхнего девона. В кн. «Геология и металлогения Успенской тектонической зоны», т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1967.
- Никифорова К. В. К вопросу о древних долинах в Северном Казахстане (Степняковский и Акмолинский районы). Бюлл. комиссии по изуч. четвертич. периода, № 13, 1948.
- Никифорова К. В. Геоморфология и геологическое строение Прииртышской впадины. Тр. ГИН АН СССР, серия геол., № 58, 1953.

- Нурлыбаев А. Н. Гранитоиды палеозойских интрузивных комплексов Северо-Западного Прибайкалья. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1963.
- Нурлыбаев А. Н., Панченко А. Т., Монич В. К., Мицул Е. З. Геология и история становления Ишимского комплекса щелочных пород. Тр. 3-го петрографического совещания. М., 1964.
- Орлов И. В., Габай Н. Л., Краснобаев А. А., Розен О. М., Серых В. И. Опыт применения альфа-свинцового метода абсолютного датирования горных пород при геологических исследованиях в Центральном Казахстане. «Советская геология», 1968, № 9.
- Павлова Т. Г. Соотношение между складкообразованием и гранитоидным магматизмом в Южном Улутуа. Тр. ГИН АН СССР, вып. 101. М., изд-во «Наука», 1964.
- Павлов В. А. Структурные особенности некоторых пермских гранитных массивов Центрального Казахстана. М., изд-во «Наука», 1964.
- Перекалина Т. В. Кольцевые интрузии Центрального Казахстана. «Вопросы магматизма и метаморфизма». Л., Изд-во ЛГУ, № 1. 1963.
- Перекалина Т. В. Геология герцинских гранитоидных интрузий Центрального Казахстана. Л., Изд-во ЛГУ. 1966.
- Перекалина Т. В., Скублов Г. Т., Белонин М. Д. О применении методов многомерного анализа при изучении петрохимических особенностей гранитов акчатауского комплекса (Центральный Казахстан). В сб. «Вопросы петрохимии». Л., 1969.
- Полквой О. С. Сравнительная характеристика интрузивных пород района полиметаллических месторождений Аксоран II и Каскайгыр — Акджал. Сборник, посвященный Д. С. Беляйкину. 1946.
- Полквой О. С. Гранофиры Восточного Коуурада. Изв. АН СССР, серия геол., № 3. М., 1952.
- Петрушевский Б. А. Мезозойская структура Казахского нагорья. Вопр. геологии Азии, т. I. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Половинкина Ю. И. Стратиграфия и основные черты тектоники Карсакпайского месторождения железистых кварцитов. «Советская геология», 1948, СБ. № 31.
- Попов А. А., Аргентов В. В., Оспанов А. Б. Строение земной коры Центрального Казахстана по данным глубинного сейсмического зондирования. Изв. АН КазССР, серия геол., № 1, 1967.
- Проводников Л. Я. Карта тектонического районирования, вещественного состава и современного рельефа доюрского фундамента и структурно-тектоническая карта Западно-Сибирской плиты (по геофизическим данным). Новосибирск.
- Розен О. М. Стратиграфия и особенности магматизма раннего докембрия Кокчетавского массива. В кн. «Магматические и метаморфические образования Восточного Казахстана», т. I. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.
- Русаков М. П. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. Изв. ГГРУ, т. 49, № 2, 1930.
- Савочкина Е. Н., Романова Н. В. Вулканические и плутонические формации нижнего и среднего палеозоя хр. Тарбагатай. В кн. «Материалы Симпозиума по вулканоплутоническим формациям и их рудоносности». Алма-Ата, изд-во «Наука», 1966.
- Сапожников Д. Г. Тектоника западной части Казахской складчатой страны. «Тектоника СССР», т. I. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1948.
- Сарсеков А. С. Проявление новейшей тектоники в бассейне р. Моинты. Вестник АН КазССР, № 3, 1958.
- Сарсеков А. С. Устройство поверхности бассейна р. Моинты. Вестник АН КазССР, № 4, 1958.
- Сатпаев К. И. и др. Абсолютный возраст некоторых магматических и металлогенических формаций Казахстана. Изв. АН КазССР, серия геол., вып. 3(54), 1963.
- Сваричевская З. А. Новейшие тектонические движения в Восточном Казахстане. Вестник АН КазССР, вып. 7, 1957.
- Сваричевская З. А. Древний пенеплен Казахстана и основные этапы его преобразования. Л., изд-во ЛГУ, 1961.
- Сергиев Н. Г. Эффузивы Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1948.
- Семенов А. И., Шувалов Ю. М. О возрасте Кыркудукской интрузии в Северном Казахстане. Докл. АН СССР, т. 137, № 2, 1961.
- Серых В. И., Ященко Н. Я. О порфиробластовых гранитах Зерендинского массива (Северный Казахстан). Изв. АН СССР, серия геол., № 9, 1963.
- Серых В. И., Андреев Э. Д., Габов Ю. А. Метасоматические явления в экзоконтактах аляскитовых интрузий Зерендинского плутона (Северный Казахстан). Изв. АН КазССР, серия геол., 1968, № 6.
- Соболев В. С. Материалы по петрографии метаморфических и изверженных пород Карсакпайского района Центрального Казахстана. Зап. ВМО, вторая серия, ч. 67, вып. I. М., 1938.
- Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. Тр. ГИН АН СССР, вып. 179, 1968.

- Ташинина М. В., Семенова-Тяньшанская Е. Р. Новые данные о проявлении молодого вулканизма в Центральном Казахстане. В сб. «Геология Центр. Казахстана и Алтая» (информ. сб. ВСЕГЕИ, № 23). М., Госгеолтехиздат, 1959.
- Ташинина М. В., Семенова-Тяньшанская Е. Р. Верхнепалеозойский вулкан Жантау. Петрограф. сб. ВСЕГЕИ, № 5, нов. серия, т. 96. Л., 1963.
- Тихомиров В. Г. Черты унаследованности в развитии палеозойских структур Сарысу-Тенизского поднятия (Центральный Казахстан). «Советская геология», 1958 № 4.
- Тихомиров В. Г. и др. О тектонике области сочленения структур Чингиза и Прибалхашья. «Советская геология», 1965, № 4.
- Третьяков В. Г. К вопросу о региональных структурах Восточного Прибалхашья. «Вестник АН КазССР», 1960, № 1.
- Трифонов В. Г. Остатки верхнепалеозойских вулканов в Калмакэмельской синклинали (Центральный Казахстан). Изв. АН СССР, серия геол., № 1, 1964.
- Трусова И. Ф. Нижнепалеозойские ультраосновные и основные интрузии Центрального Казахстана. Тр. ГИН АН СССР, вып. 92. М., 1947.
- Уколов М. М. К вопросу о строении Актаасской зоны разломов (Центральный Казахстан). В кн. «Геология, геохимия и минералогия месторождений редких элементов Казахстана». Алма-Ата, Изд-во Каз. ин-та минерального сырья, 1966.
- Уразаев Б. М., Бабаянц С. П., Глушков М. И., Альмуханбетов Д. и др. Геолого-тектоническое строение Джезказган-Сарысуьского района в свете имеющихся геофизических данных, результаты и дальнейшие направления работ. В сб. «Большой Джезказган». Геология и металлогения. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961.
- Фрид Н. М., Копяткевич Р. А. Вулканогенные формации бельсуйской серии нижнего — среднего ордовика. В сб. «Вулканогенные формации северной части Центрального Казахстана». Тр. ИГН АН КазССР, № 13. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1965.
- Чолпанкулов Т. Ч. Состояние и задачи изучения некоторых главнейших типов метасоматитов Центрального Казахстана. Первое Казахст. петрограф. совещ., т. 1. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1968.
- Шанцер Е. В., Микулина Т. М. Геоморфология и антропогенные отложения Северо-западной части Казахского щита. В кн. «Кайнозой центральной части Казахского щита». Изд. МГУ, М., 1967.
- Шатский Н. С. О тектонике Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, серия геол., № 5—6, 1938.
- Шатский Н. С. Некоторые соображения о тектонике Центрального Казахстана. Изд. СОПС АН СССР, М., 1940.
- Шатский Н. С. Мезо-кайнозойская тектоника Центрального Казахстана и Западно-Сибирской низменности (к вопросу об явлениях унаследованности в развитии платформ). В кн. «Памяти акад. А. Д. Архангельского». М., Изд-во АН СССР, 1951.
- Шлыгин Е. Д. Надвиги в Кокчетавском районе. Изв. главн. геол.-разв. управления, № 8. М., 1932.
- Шлыгин Е. Д. Тектоническое строение северной части северо-восточного Казахстана. «Проблемы советской геологии», 1935, № 2.
- Шлыгин Е. Д. и др. О тектонике мезо-кайнозой северной окраины Казахской складчатой страны. «Вестник АН КазССР», 1955, № 2.
- Шлыгин Е. Д. Геологическая история и геологическое строение Казахстана. В кн. «Очерки по физ. географ. Казахстана». Алма-Ата, 1952.
- Шлыгин Е. Д. Впадины Казахстана. В сб. «Тектоника Сибири», т. 1. Новосибирск, изд-во СО АН СССР, 1962.
- Шлыгин Е. Д., Шлыгин А. Е. Некоторые принципы геотектонического районирования Центрального Казахстана. «Складчатые области Евразии». Матер. совещания по проблемам тектоники в Москве. М., изд-во «Наука», 1964.
- Шувалов Ю. М. Богдановский магматический комплекс в Степнякско-Сталинском р-не Северного Казахстана. Информ. сб. ВСЕГЕИ, № 41. Л., 1960.
- Шульга В. М. Гранитоидные комплексы восточной части Северного Казахстана. В сб. «Магматизм и метаморфические образования Восточного Казахстана». Тр. 1-го Казахстанского петрографического совещания, т. 1. Алма-Ата, изд-во «Наука», 1958.
- Шупарская Л. К. Роль новейших тектонических движений в формировании рельефа Западного Тарбагатая. В сб. «Географические проблемы освоения пустынных и горных областей Казахстана». Алма-Ата, изд-во «Казахстан», 1965, 39, 40.
- Щербакова М. Н. Девонский вулкан Мунглу (Центральный Казахстан). «Вестник МГУ», 1961, № 4.
- Щербакова М. Н. Кызыладырская кольцевая структура (Северное Прибалхашье, Центральный Казахстан). «Вестник МГУ», 1967, № 1.

Предисловие	7
Магматизм (Г. Ф. Ляпичев)	9
Эффузивные комплексы	10
Раннедокембрийский вулканизм (Л. И. Филатова)	11
Позднедокембрийский вулканизм (Р. А. Антонок, Л. И. Филатова, В. К. Заравняева), А. А. Недовизин, А. В. Авдеев)	20
Салаирский тектоно-магматический цикл	27
Раннегеосинклиналильные комплексы (В. К. Заравняева)	27
Орогенные комплексы (В. К. Заравняева, Н. М. Фрид)	30
Каледонский тектоно-магматический цикл	31
Коччетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система	31
Раннегеосинклиналильные комплексы (Н. М. Фрид, Р. А. Копяткевич)	31
Орогенные комплексы (В. М. Шужанов)	36
Чингиз-Тарбагатайская складчатая система	39
Раннегеосинклиналильные комплексы (Н. М. Фрид, Р. А. Копяткевич, Л. Г. Никитина, А. Р. Квятковский)	40
Орогенные комплексы (В. М. Шужанов)	44
Магматизм зоны краевого вулканического пояса	45
Раннегеосинклиналильные комплексы (Н. М. Фрид)	45
Орогенные комплексы (В. М. Шужанов)	46
Герцинский тектоно-магматический цикл	52
Вулканизм областей каледонской и раннегерцинской консолидаций (В. М. Шужанов, Г. Д. Ахметова, Н. А. Беркалиев, А. В. Леонов, Г. Ф. Ляпичев)	52
Джунгаро-Балхашская складчатая система	56
Раннегеосинклиналильные комплексы (В. Я. Кошкин)	56
Девонские орогенные комплексы (В. М. Шужанов)	57
Девонско-нижнекаменноугольные и раннепалеозойские орогенные комплексы (В. Я. Кошкин, Ю. И. Лялин)	50
Интрузивные комплексы (Г. Ф. Ляпичев)	75
Раннедокембрийские комплексы	78
Улутауский и Майтубинский антиклинории (Л. И. Филатова, И. З. Филиппович)	78
Коччетавский антиклинорий (О. М. Розен, И. Ф. Трусова, А. В. Авдеев)	82
Позднедокембрийские и фанерозойские комплексы	84
Альпийнотипные ультраосновные интрузии (Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева)	84
Габбровые, гранитоидные и щелочные интрузии	91
Позднедокембрийский тектоно-магматический цикл	91
Гранитовая формация (А. В. Авдеев, Е. Е. Рожко, А. С. Острой, А. Н. Нурлыбаев)	93
Формация лейкократовых и субщелочных гранитов (Л. И. Филатова, И. З. Филиппович)	95
Формация сиенитов, щелочных и нефелиновых сиенитов (А. В. Авдеев, А. Н. Нурлыбаев)	96
Салаирский тектоно-магматический цикл	97
Дунит-пироксенит-габбровая формация (Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева)	98
Габбро-плагиогранитовая формация (Г. Ф. Ляпичев, М. Н. Сергиева)	100
Гранодиоритовая формация (Г. Ф. Ляпичев)	104
Формации постконсолидационной активизации (Н. П. Михайлов, В. Н. Москалева)	104

Каледонский тектоно-магматический цикл	109
Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система (В. И. Серых, В. М. Шульга, Г. Ф. Ляпичев, Ю. А. Зайцев, П. Ф. Емельяненко)	109
Чингиз-Тарбагатайская складчатая система (Г. Ф. Ляпичев)	125
Магматизм зоны краевого вулканического пояса (А. В. Авдеев, И. В. Аксаментова, П. Ф. Емельяненко, Г. Ф. Ляпичев, А. С. Острой, Е. Е. Рожко, М. Н. Сергиева, Р. Н. Соболев, В. И. Старов, Т. О. Федоров)	129
Джунгаро-Балхашская складчатая система (А. В. Авдеев, Е. Е. Рожко)	140
Герцинский тектоно-магматический цикл	143
Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система (Г. Ф. Ляпичев, Н. П. Михайлов, А. Н. Нурлыбаев, А. Г. Панченко)	143
Чингиз-Тарбагатайская складчатая система (В. К. Моңиц, Г. Ф. Ляпичев)	147
Магматизм зоны краевого вулканического пояса (Т. О. Федоров)	150
Джунгаро-Балхашская складчатая система (К. А. Абдрахминов, А. В. Авдеев, Г. И. Бедов, В. В. Галицкий, В. С. Горяева, Е. К. Зворыгина, Б. С. Зейлик, Л. Б. Иванов, В. Н. Копылов, Н. В. Кошкин, В. Я. Кошкин, Е. Е. Рожко, Е. В. Рыбалтовский, В. И. Серых, Г. Т. Скублов, В. И. Старов, В. Д. Стеркин, М. М. Уколов, В. И. Фомичев, Л. Н. Шарпенюк)	152
Общая характеристика магматизма (Г. Ф. Ляпичев, Ю. И. Лялин)	201
Метаморфизм	215
Региональный метаморфизм (И. А. Ефимов)	215
Метасоматические образования (Т. Ч. Чолпанкулов)	220
Тектоника	231
Введение (Ю. А. Зайцев, Г. Ф. Ляпичев)	231
Кокчетав-Северо-Тянь-Шаньская складчатая система	234
Ишим-Байконурская зона (Е. А. Бабичев, Ю. А. Зайцев)	236
Улугау-Кокчетавская зона (Ю. А. Зайцев, О. Д. Иванов, Е. Д. Шлыгин)	238
Степняк-Бетпак-Далинская зона (Р. А. Копяткевич, А. Е. Михайлов, Н. Л. Четверикова)	245
Ерементау-Бурунтавская зона (Р. А. Копяткевич, А. А. Недовизин)	253
Сарысу-Тенизское поднятие (Ю. А. Зайцев)	255
Тенизская впадина (О. А. Мазарович)	259
Джезказганская впадина (Ю. А. Зайцев)	260
Оленты-Шидертинская впадина (В. М. Шужанов)	266
Чингиз-Тарбагатайская складчатая система (Г. Ф. Ляпичев, Т. Т. Жаутиков, В. Г. Третьяков)	266
Зона краевого вулканического пояса	270
Караганда-Тундыкская впадина (Н. П. Четверикова)	270
Приатасуйская и Западно-Балхашская впадины (Б. И. Борсук)	272
Джунгаро-Балхашская складчатая система	275
Спаский антиклинорий, Нуринский и Айнасуыйский синклинории (Н. П. Четверикова, В. И. Яговкин)	275
Атасу-Тектурмаский антиклинорий (Б. И. Борсук, В. И. Яговкин)	277
Атасу-Успенский синклинорий (Б. И. Борсук, В. И. Яговкин)	278
Жаман-Сарысуыйский антиклинорий (М. И. Александрова)	280
Атасу-Моинтинский антиклинорий и Акжал-Аксоранский синклинорий (А. В. Авдеев)	281
Северо-Балхашский антиклинорий (В. Я. Кошкин)	283
Токрауская впадина (В. Я. Кошкин)	286
Баканасская впадина (В. Я. Кошкин)	287
Строение платформенного чехла (Г. М. Козловский)	289
Общая характеристика (Г. Ф. Ляпичев)	293
Глубинное строение земной коры по геофизическим данным (И. П. Беневоленский)	305
История геологического развития (Е. Д. Шлыгин)	313
Геоморфология	342
Общая характеристика (З. А. Сваричевская)	342
Северо-Казахская равнина (Э. И. Нурмамбетов)	344
Тениз-Кургальджинская впадина (Н. М. Владимиров)	346
Ишим-Селетинское междуречье (А. С. Сарсеков)	350
Нура-Иртышское междуречье (Н. М. Владимиров)	355
Улугауский низкогорно-мелкосопочный район (Э. И. Нурмамбетов)	357
Каркаралинский низкогорно-мелкосопочный район (А. С. Сарсеков)	360
Северное Прибалхашье (А. С. Сарсеков)	361
Чингиз-Тарбагатайское низкогорье (Г. М. Козловский)	364
История развития рельефа (Г. Д. Медоев, З. А. Сваричевская)	366
Литература	371

